

Universidade de Lisboa  
Faculdade de Ciências  
Departamento de Geologia



**Deslizamentos na bacia hidrográfica do Rio Grande da Pipa (Portugal):  
perspetivas regional e local**

**Carlos César Dias de Jesus**

Dissertação  
Mestrado em Geologia Aplicada  
Geologia de Engenharia

**2015**





Universidade de Lisboa  
Faculdade de Ciências  
Departamento de Geologia



**Deslizamentos na bacia hidrográfica do Rio Grande da Pipa (Portugal):  
perspetivas regional e local**

**Carlos César Dias de Jesus**

Dissertação  
Mestrado em Geologia Aplicada  
Geologia de Engenharia

Orientadores: Professor Doutor Fernando Manuel Silva da Fonseca Marques e  
Doutor Sérgio Manuel Cruz de Oliveira

**2015**



## RESUMO

---

A região a Norte de Lisboa de uma forma geral, e a região de Arruda dos Vinhos em particular, apresentam condições naturais bastante favoráveis à ocorrência de movimentos de massa em vertente. O ano hidrológico de 2009/10, foi um ano caracterizado por elevados índices de precipitação o que proporcionou a ocorrência de um também elevado número de deslizamentos nesta região. No presente trabalho analisou-se o comportamento hidrodinâmico da bacia hidrográfica do Rio Grande da Pipa, através de um modelo de parâmetros agregados do balanço hídrico sequencial diário, para compreender a importância deste comportamento na estabilidade das vertentes desta região. Analisaram-se também as condições morfológicas, geotécnicas e hidrológicas locais que favorecem a instabilidade das vertentes, através de retroanálises a dois deslizamentos selecionados. Os deslizamentos ocorridos no ano hidrológico em estudo são, na sua maioria, movimentos superficiais, ou seja, com profundidade máxima da superfície de rotura a não exceder 1,5 m. A maioria corresponde também a movimentos rotacionais que ocorrerem no Complexo das Camadas da Abadia (CCA), a unidade geológica que domina a bacia, ocupando cerca de 58% da área. A comparação entre a ocorrência temporal de 182 deslizamentos ocorridos entre novembro de 2009 e abril 2010 e a oscilação do nível freático regional revela uma associação evidente entre ambas as distribuições. A frequência temporal dos deslizamentos associados ao CCA, nomeadamente os que são superficiais ou de profundidade intermédia, parece ter uma relação direta com a oscilação do nível freático. Trata-se portanto de movimentos de vertente facilmente explicados pela subida do nível freático em zonas onde os terrenos sofreram previamente degradação das suas características de resistência. Por outro lado, a frequência temporal dos deslizamentos profundos não segue de forma tão clara a oscilação do nível freático regional, como a dos anteriores. As retroanálises de dois deslizamentos profundos, estudados à escala local, indicam que as suas ocorrências estão fortemente associadas a intervenções humanas nas vertentes e, em parte, a reativações de movimentos antigos. Estes deslizamentos profundos ocorreram em terrenos que atingiram forte degradação das propriedades de resistência (valores de ângulo de atrito e coesão muito baixos) e quando se verificam níveis freáticos mais elevados, associados a eventos de precipitação mais intensa. Estas mesmas propriedades de resistência e condições hidrológicas provavelmente controlam também a ocorrência dos deslizamentos superficiais e intermédios na região de Arruda dos Vinhos.

**Palavras-Chave:** Deslizamento, Retroanálise, Hidrologia, Balanços Hídricos

*Propositadamente deixado em branco*

## **ABSTRACT**

---

The north area of Lisbon in general and the Arruda dos Vinhos region in particular have natural conditions which are favourable to the occurrence of slope mass movements. The hydrological year 2009/10 was characterised by high precipitation indexes which lead to the occurrence of also a high number of landslides in the Arruda dos Vinhos region. In this study the hydrodynamic character of the Rio Grande da Pipa watershed was analysed, through a lumped parameter model of daily sequential water balances, in order to understand its influence in the stability of natural slopes. Morphological, geotechnical and hydrological local conditions affecting slope stability were also analysed through back-analysis of two selected landslides. During the studied hydrological year, landslides were mainly shallow-seated, with maximum depth of rupture surface not exceeding 1.5 m. The majority were also rotational slides which occurred in the Abadia geological unit, the one that dominates the watershed by occupying 58% of the study area. The comparison between temporal occurrences of 182 landslides between November 2009 and April 2010 and the fluctuation of the regional water table reveals a clear association between both distributions. Shallow and intermediate rotational landslides in the Abadia geological unit are those that seem more sensitive to water table fluctuations. These events are explained by the increase of the water table in areas where soils previously suffered degradation of their strength properties. On the other hand, temporal distribution of deep-seated landslides does not have a direct relationship with fluctuation of the regional water table as shallow and intermediate landslides. The detailed back-analyses of the two deep-rotational slides suggest that their occurrences were influenced by human interventions in the area and are in part related to reactivations of past landslides. Back-analyses revealed that deep-rotational slides in the Abadia geological unit occur in soils that reached a high degradation state of their strength properties (low friction angle and cohesion) and when high water tables occur, associated to precipitation events that exceed given thresholds. These strength properties and hydrological conditions may well define also the occurrence of shallow and intermediate rotational landslides in the Arruda dos Vinhos region.

**Keywords:** Landslide, Back-analysis, Hydrology, Water Balances

*Propositadamente deixado em branco*

## **AGRADECIMENTOS**

---

Em primeiro lugar gostava de agradecer ao Professor Doutor Fernando Marques, meu orientador, por aceitar-me como seu aluno de dissertação de mestrado e pelo seu sentido crítico que em muito melhorou esta tese.

Agradecer também ao meu co-orientador Doutor Sérgio Oliveira pela sua permanente disponibilidade, simpatia e interesse pelo avanço do trabalho. Agradeço-lhe também por facultar dados essenciais à realização da tese.

Um obrigado muito especial à amiga (Doutora) Clara Sena, que neste trabalho foi co-orientadora para os assuntos de hidrologia, e que infelizmente não pôde ser reconhecida oficialmente como tal devido ao número limite de orientadores, imposto pela universidade. Muito obrigado pelo permanente entusiasmo e disponibilidade em discutir os resultados deste trabalho.

À Brisa – Engenharia e Gestão, SA agradeço no nome do Diretor Paulo Lima Barros e do Engenheiro António Paisana Granjo a disponibilização de estudos e do projeto de execução da autoestrada A10.

Ao Doutor Eng. Bruno Pisani Veiga da Universidade da Coruña pelos esclarecimentos prestados acerca do *software* Visual Balan v.2.

Agradeço a Eduardo Calçada, proprietário de um dos terrenos estudados em maior detalhe, pela completa disponibilidade e por permitir a realização de medições e ensaios nos seus poços de água.

Um agradecimento aos meus colegas de mestrado que foram sempre muito prestáveis e amáveis, com uma nota especial ao “grupo de trabalho do Mac”: Ema Aldeano, Filipa Cacilhas e Luís Almeida. Aprendi e diverti-me muito a trabalhar com vocês os três, obrigado!

*Propositadamente deixado em branco*



## ÍNDICE

---

<b>1. Introdução</b>	<b>I</b>
1.1. Nota introdutória	I
1.2. Âmbito e objetivos	2
1.2.1. Âmbito	2
1.2.2. Objetivos	3
1.3. Materiais e métodos	3
<b>2. Enquadramento geográfico, geológico e geomorfológico</b>	<b>7</b>
2.1. Enquadramento geográfico	7
2.2. Unidades geológicas	8
2.3. Estrutura geológica	11
2.4. Geomorfologia	12
2.5. Hidrogeologia	14
<b>3. Caracterização geotécnica</b>	<b>17</b>
3.1. Complexo das Camadas da Abadia ( $J_c^3$ )	17
3.2. Camadas do Amaral ( $J_d^3$ ) e Complexo Pteroceriano ( $J^4$ )	24
3.3. Depósitos de cobertura (DC)	25
<b>4. Hidrologia regional: balanço hídrico</b>	<b>27</b>
4.1. Caracterização pluviométrica	27
4.1.1. Análise pluviométrica geral	27
4.2. Definição e calibração do modelo Visual Balan	31
4.2.1. Dados de entrada e de calibração	31
4.2.2. Parâmetros do modelo	32
4.2.3. Resultados	40
4.3. Balanço hídrico no ano hidrológico 2009/10	44

<b>5. Movimentos de massa em vertente ocorridos no ano hidrológico 2009/10</b>	<b>49</b>
5.1. Análise aos movimentos de massa em vertente ocorridos no ano hidrológico 2009/10	49
5.2. Relação entre a ocorrência dos movimentos de vertente e os teores em água nos terrenos	52
<b>6. Retroanálises a movimentos de massa em vertente</b>	<b>61</b>
6.1. Deslizamento das Cachoeiras	61
6.1.1. Caracterização geral	61
6.1.2. Topografia da vertente e morfologia do deslizamento das Cachoeiras	68
6.1.3. Geologia e geotecnia	75
6.1.4. Águas superficiais e subterrâneas	85
6.1.1. Retroanálise do deslizamento das Cachoeiras	87
6.1.2. Considerações finais	101
6.2. Deslizamento do Espogueiro	103
6.2.1. Caracterização geral	103
6.2.2. Topografia da vertente e morfologia do deslizamento do Espogueiro	103
6.2.3. Geologia e geotecnia	112
6.2.4. Águas superficiais e subterrâneas	115
6.2.5. Retroanálise do deslizamento do Espogueiro	119
6.2.6. Considerações finais	129
<b>7. Conclusões finais</b>	<b>131</b>
<b>8. Referências</b>	<b>135</b>

## ÍNDICE DE TABELAS

---

Tabela 1 – Amplitude de valores dos parâmetros de identificação e classificação unificada das amostras analisadas em Cenorplan (2004), por unidade geológica	19
Tabela 2 – Análises e classificação de amostras quanto à sua degradação	22
Tabela 3 – Resumo dos resultados dos ensaios triaxiais	24
Tabela 4 – Estações meteorológicas e hidrométricas utilizadas para a obtenção dos dados de entrada e de calibração	32
Tabela 5 – Parâmetros hidráulicos definidos para o modelo de balanço hídrico desenvolvido com o Visual Balan v.2	37
Tabela 6 – Síntese da ocupação do solo <sup>+</sup> na bacia hidrográfica do Rio Grande da Pipa e número de curva considerado para cada classe de ocupação de solo	39
Tabela 7 – Percentagem de deslizamentos com adições sucessivas das diferentes características consideradas	51
Tabela 8 – Descrição das amostras, resultados dos ensaios de identificação e classificação unificada das amostras	79
Tabela 10 – Parâmetros geotécnicos usados como ponto de partida na retroanálise	88
Tabela 11 – Variação do fator de segurança (FS) obtido no GEO-SLOPE/W© 2004 para diferentes parâmetros geotécnicos no aterro de margas e níveis freáticos considerados para o perfil da vertente das Cachoeiras	90
Tabela 12 - Resultados de vários ensaios efetuados em amostras de sondagens feitas em áreas relativamente próximas ao deslizamento do Espogueiro	114

## ÍNDICE DE FIGURAS

---

Figura 1 – Interface do Visual Balan v.2 para a introdução de parâmetros do solo edáfico e da zona não saturada	4
Figura 2 – Localização da bacia hidrográfica do Rio Grande da Pipa	7
Figura 3 – Coluna lito-estratigráfica das formações jurássicas, proposta por Coelho (1979) (à esquerda) e modificação proposta por Pimenta (2011) (à direita)	8
Figura 4 – Geologia da bacia hidrográfica do Rio Grande da Pipa	9
Figura 5 – Altimetria da bacia hidrográfica do Rio Grande da Pipa	13
Figura 6 – Localização das sondagens e dos poços de reconhecimento	18
Figura 7 – Variação do teor em água natural ( $W_n$ ) e do peso volúmico total ( $Y_t$ ) e seco ( $Y_d$ ) das amostras colhidas em duas sondagens que atravessam as Camadas da Abadia	20
Figura 8 – Variação do teor em água natural ( $W_n$ ) e do peso volúmico total ( $Y_t$ ) e seco ( $Y_d$ ) das amostras colhidas numa sondagem que atravessa as margas do Complexo Pteroceriano	25
Figura 9 – Carta de plasticidade com todos os resultados dos limites de consistência determinados nos depósitos de cobertura e nas formações jurássicas	26
Figura 10 – Precipitação anual acumulada na estação de São Julião do Tojal nos anos hidrológicos compreendidos entre 1938/39 e 2009/2010	28
Figura 11 – Média, máximo e mínimo de precipitação mensal acumulada entre 1938/39 e 2009/2010, em São Julião do Tojal	28
Figura 12 - Distribuição da precipitação média anual (PMA) na Estremadura meridional, para o período 1931-1960	29
Figura 13 – Percentis da precipitação mensal acumulada entre 1938/39 e 2009/10 e precipitação mensal acumulada para o ano hidrológico de 2009/10, em São Julião do Tojal	30
Figura 14 – Determinação do sentido do fluxo de água entre os poços estudados e o aquífero entre 14 de setembro e 5 de outubro de 2013	35
Figura 15 - Relação linear entre Caudais totais calculados e caudais medidos diariamente na ponte da Couraça entre 10/1987 e 09/1989	41
Figura 16 - Caudais totais calculados e caudais medidos diariamente na ponte da Couraça entre 10/1987 e 09/1989	41

Figura 17 - Balanço hídrico anual (em mm/ano) da bacia do Rio Grande da Pipa calculado através do Visual Balan v.2 (Samper et al., 1999), e usando dados relativos aos anos hidrológicos 1987/88 e 1988/89	42
Figura 18 - Distribuição percentual dos fluxos hídricos na bacia do Rio Grande da Pipa calculados através do Visual Balan v.2 (Samper et al., 1999), e usando dados relativos aos anos hidrológicos 1987/88 e 1988/89	43
Figura 19 – Precipitação e oscilação do nível freático regional (calculada no modelo de balanço hídrico) na bacia hidrográfica no Rio Grande da Pipa, entre 10/1987 e 09/1989	44
Figura 20 – Balanço hídrico anual (em mm/ano) da bacia do RGP para o ano hidrológico 2009/10	46
Figura 21 - Precipitação e oscilação do nível freático regional na bacia hidrográfica no RGP, de acordo com o Visual Balan v.2	47
Figura 22 – Relação entre a precipitação acumulada e a oscilação do nível freático regional para o evento de precipitação entre 11 e 17 de janeiro de 2010	48
Figura 23 - Relação entre a precipitação cumulativa e a oscilação do nível freático regional para o evento de precipitação entre 3 e 9 de março de 2010	48
Figura 24 - Inventário do evento de 2009/10 com a totalidade dos 254 movimentos de vertente identificados a partir de trabalho de campo, separados por mês de ocorrência	50
Figura 25 - Oscilação regional da humidade do solo (calculada no modelo de balanço hídrico descrito no Capítulo 4) e o número de movimentos de vertente ocorridos no ano hidrológico 2009/10 na bacia hidrográfica do RGP	53
Figura 26 – Oscilação regional da altura de água no solo (calculada no modelo de balanço hídrico descrito no Capítulo 4) e o número de movimentos de vertente ocorridos no ano hidrológico 2009/10 na bacia hidrográfica do RGP	53
Figura 27 - Oscilação do nível freático regional (calculada no modelo de balanço hídrico descrito no Capítulo 4) e o número de movimentos de vertente ocorridos no ano hidrológico 2009/10 na bacia hidrográfica do RGP	54
Figura 28 – Relação entre a oscilação do nível freático regional e a ocorrência de deslizamentos para um determinado período estabelecido (4-5 dias)	55
Figura 29 – Oscilação regional do nível freático e o número de movimentos de vertente diferenciados por tipo	57

Figura 30 – Oscilação regional do nível freático e o número de movimentos de vertente diferenciados por profundidade da superfície de rotura	57
Figura 31 – Oscilação regional do nível freático e o número de movimentos de vertente diferenciados por litologia	58
Figura 32 – Levantamento topográfico anterior a 2002 na zona do deslizamento das Cachoeiras	68
Figura 33 – Levantamento aerofotográfico na zona do deslizamento das Cachoeiras realizado entre 8 e 13 de dezembro de 1983: a. Interpretação dos limites do deslizamento; b. fotografia sem qualquer interpretação	69
Figura 34 – Perfis topográficos da vertente onde ocorreu o deslizamento das Cachoeiras antes e após a construção da A10	70
Figura 35 – Fotografia aérea da zona do deslizamento das Cachoeiras após a construção da A10	70
Figura 36 – Levantamento geomorfológico dos terrenos afetados pelo deslizamento das Cachoeiras (28 de julho 2013)	74
Figura 37 – Localização dos trabalhos de prospeção realizados nas proximidades do deslizamento das Cachoeiras	75
Figura 38 – Corte geológico longitudinal da A10, a pouco mais de 100 m a montante do deslizamento das Cachoeiras	76
Figura 39 – Logs de 5 sondagens próximas ao deslizamento das Cachoeiras	78
Figura 40 – Interseção da bancada de arenito interpolada com a superfície topográfica previamente à construção da A10	82
Figura 41 – Modelo geológico considerado nas retroanálises feitas aos deslizamento das Cachoeiras	83
Figura 42 – Localização dos diferentes poços de água monitorizados e próximos à zona de ocorrência do deslizamento das Cachoeiras	85
Figura 43 – Grelha de centros de circunferência e linhas tangentes que definem as roturas circulares a serem testadas	89
Figura 44 – Superfície de rotura mais provável para o deslizamento das Cachoeiras obtida pelo método de superfícies de rotura circulares experimentais	93

Figura 45 – Ilustração interpretativa da continuação do deslizamento das Cachoeiras: situação próxima ao observado em 21 fevereiro de 2010	95
Figura 46 - Ilustração interpretativa da continuação do deslizamento das Cachoeiras: situação próxima ao observado em 31 outubro de 2010	97
Figura 47 - Ilustração interpretativa da continuação do deslizamento das Cachoeiras: situação próxima ao observado em 28 julho de 2013	99
Figura 48 – Perfil topográfico da vertente onde ocorreu o deslizamento do Espogueiro	104
Figura 49 – Fotografias aéreas que revelam a evolução da zona onde ocorreu o deslizamento do Espogueiro entre julho de 2002 (a) e setembro de 2011 (d)	105
Figura 50 - Fotografia aérea de 1983 onde se observam sinais de instabilidades anteriores a 1983, mais evidentes na área de depleção: a. Interpretação dos limites do deslizamento; b. fotografia sem qualquer interpretação	106
Figura 51 – Superfície topográfica da vertente antes e após o deslizamento do Espogueiro	111
Figura 52 – Dedução da superfície de rotura do deslizamento do Espogueiro	112
Figura 53 – Localização da área afetada no deslizamento do Espogueiro e das sondagens e poços de reconhecimento	113
Figura 54 – Modelo geológico definido para o estudo do deslizamento do Espogueiro	115
Figura 55 – Localização dos diferentes poços de água monitorizados que estão próximos à zona de ocorrência do deslizamento do Espogueiro	116
Figura 56 – Nível freático a 5 de outubro de 2013 na zona em estudo	118
Figura 57 – Corte topográfico da vertente em análise com o nível freático interpolado para 5 de outubro de 2013	119
Figura 58 - Superfície de rotura mais provável no perfil do Espogueiro obtida através do método de superfícies de rotura circulares experimentais	123
Figura 59 - Superfície de rotura mais provável no perfil do Espogueiro obtida depois de definidos os locais possíveis de entrada e saída da mesma, considerando uma forte degradação das propriedades geotécnicas das margas alteradas	125
Figura 60 - Superfície de rotura mais provável no perfil do Espogueiro obtida depois de definidos os locais possíveis de entrada e saída da mesma, considerando as propriedades geotécnicas das margas alteradas conforme Pimenta (2011)	127

Figura 61 – Oscilação da altura de água no solo e número de deslizamentos diferenciados por tipo de movimento, ao longo do tempo 143

Figura 62 – Oscilação da altura de água no solo e número de deslizamentos diferenciados pela profundidade da superfície de rotura, ao longo do tempo 143

Figura 63 – Oscilação da altura de água no solo e número de deslizamentos diferenciados por litologia onde ocorrem, ao longo do tempo 144



## ÍNDICE DE FOTOGRAFIAS

---

Fotografia 1 - Exsurgência de água numa vertente na região de Arruda dos Vinhos com formação de ravinamento onde se verificam deslizamentos translacionais a meio da vertente. Este evento ocorreu após o episódio de precipitação intensa e prolongada de janeiro de 2010	15
Fotografia 2 – Poço de água localizado na zona onde se instalou previamente a cicatriz principal do deslizamento do Espogueiro	34
Fotografia 3 – Progressão do deslizamento das Cachoeiras entre 17 de fevereiro 2010 e 05 de abril 2013	65
Fotografia 4 – Detalhes da frente do deslizamento a 17 de fevereiro de 2010	67
Fotografia 5 – Detalhes do pé e frente do deslizamento a 03 de julho de 2013	67
Fotografia 6 – Cicatriz principal com um desnível máximo de 1,9 m	72
Fotografia 7 – Pormenor das estrias na superfície de rotura	73
Fotografia 8 – Fosso com cerca de 30 cm de profundidade e 3 m de largura máxima, criado pela componente translacional do deslizamento	74
Fotografia 9 - Blocos de arenito retirados da zona onde ocorreu o deslizamento das Cachoeiras	81
Fotografia 10 – Progressão do deslizamento do Espogueiro entre 30 de dezembro 2009 e 17 de fevereiro 2010	109

*Propositadamente deixado em branco*

## **ACRÓNIMOS**

---

APA – Agência Portuguesa do Ambiente

ETP - Evapotranspiração potencial

ETR – Evapotranspiração real

INAG – Instituto Nacional da Água, I.P.

INETI – Instituto Nacional de Energia, Tecnologia e Inovação, I.P.

IP – Índice de plasticidade

IPI – “Indice portant immédiat”

IPMA – Instituto Português do Mar e da Atmosfera, I.P.

LL – Limite de liquidez

RGP – Rio Grande da Pipa

RQD – Rock-quality designation

SNIRH – Sistema Nacional de Informação de Recursos Hídricos

*Propositadamente deixado em branco*

# I. Introdução

## I.1. Nota introdutória

O presente estudo foi realizado no âmbito do Mestrado em Geologia Aplicada, Especialização em Geologia de Engenharia, da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa.

De forma a enquadrar o trabalho desenvolvido, no **capítulo 1** é feita a presente nota introdutória, são explicados o âmbito e os objetivos do estudo e apresentados genericamente os materiais e métodos usados.

No **capítulo 2** faz-se o enquadramento geológico, geomorfológico e hidrogeológico da bacia hidrográfica do Rio Grande da Pipa.

No **capítulo 3** é feita a caracterização geotécnica dos terrenos nesta mesma área com base em vários estudos e projetos de execução.

O **capítulo 4** refere-se a uma caracterização pluviométrica geral da zona a norte de Lisboa e outra em particular referente ao ano hidrológico 2009/10. Ainda neste capítulo estuda-se o comportamento hidrodinâmico da bacia hidrográfica do Rio Grande da Pipa através do modelo de parâmetros agregados Visual Balan v.2, determinando-se a oscilação diária de vários parâmetros como o nível freático regional, humidade do solo, nível de água no solo, entre outros.

A análise comparativa entre o inventário dos deslizamentos que ocorreram no ano hidrológico de 2009/10 e os resultados referentes à análise hidrológica regional é feita no **capítulo 5**.

No **capítulo 6**, fazem-se retroanálises a dois deslizamentos rotacionais profundos ocorridos no referido ano hidrológico com o *software* GEO-SLOPE/W ©.

As conclusões do estudo são tecidas no **capítulo 7**.

## **1.2. Âmbito e objetivos**

### **1.2.1. Âmbito**

A região a Norte de Lisboa apresenta condições naturais bastante favoráveis à ocorrência de movimentos de massa em vertente. Ao longo das últimas décadas, esta região tem sido objeto de vários estudos sobre a temática com aproximações diversificadas (e.g. Coelho, 1979; Ferreira, 1984; Ferreira *et al.*, 1987; Zêzere, 1988; Machado, 1991; Benevides, 2009). As análises mais recentes, i.e., desde finais dos anos 90 do século XX, tendem a abordar o mesmo problema sob dois pontos de vista diferentes, mas complementares.

Uma dessas perspetivas preocupa-se especialmente com a distribuição espacial e temporal dos movimentos de massa em vertente, com intuito de providenciar informação útil para aplicação ao ordenamento e à gestão do território (e.g. Zêzere, 1997; Piedade, 2009; Oliveira, 2012; Garcia, 2012). Esta informação inclui, por exemplo, a determinação espacial da perigosidade à instabilização de vertentes e a determinação dos limiares de precipitação críticos para a instabilidade regional e aplicação de limiares de precipitação antecedente como forma de antecipação de eventos de instabilidade. Pela sua finalidade, normalmente estes estudos interessam-se principalmente por escalas menores, de âmbito regional.

Por outro lado, são também frequentes os estudos que se focam no conhecimento do comportamento geotécnico dos materiais, assim como nos modelos mecânicos envolvidos e nos efeitos da água na estabilidade das vertentes (e.g. Jeremias, 2000; Oliveira, 2006; Rosa *et al.*, 2006; Alonso *et al.*, 2010). Normalmente estes estudos estão mais preocupados com a resposta do solo a uma intervenção específica de engenharia que poderá implicar o aumento de cargas, importantes alterações topográficas ou alterações ao curso da água. Por definição as escalas de análise são maiores, normalmente de âmbito local, embora raramente possam ter um âmbito mais regional, como no caso de Pimenta (2011).

O presente estudo não se encontra inserido num projeto de investigação mas beneficia do uso de um vasto conjunto de dados obtidos a propósito de projetos passados, nomeadamente do projeto de investigação MapRisk – Metodologias de Avaliação de Perigosidade e Risco de Movimentos de Vertente no Âmbito dos Planos Municipais de Ordenamento do Território (PTDC/GEO/68227/2006), financiado pela Fundação para a Ciência e a Tecnologia, e do Projeto de Execução da autoestrada

A10. A integração de dados obtidos com perspectivas e escalas de análise tão diferentes, conforme referido anteriormente, permite um outro olhar sobre a ocorrência dos deslizamentos na região da Arruda dos Vinhos.

### **I.2.2. Objetivos**

Como **objetivo geral** pretende-se compreender a relação entre o comportamento hidrodinâmico da bacia hidrográfica do Rio Grande da Pipa (região de Arruda dos Vinhos) e a ocorrência de manifestações de instabilidade de vertentes, assim como as condições locais geotécnicas e hidrológicas que favorecem as mesmas.

Como **objetivos específicos** e de forma a dar resposta ao objetivo geral estabelecem-se as seguintes análises, relativas ao ano hidrológico 2009/10:

- (i) Aplicação de um modelo hidrológico regional com o intuito de determinar a relação entre as variações do conteúdo de água nos terrenos (e.g. nível freático, humidade no solo, altura de água no solo) e a sua relação com as manifestações de instabilidade ocorridas na bacia hidrográfica do Rio Grande da Pipa, durante o ano hidrológico de 2009/10;
- (ii) Estudo local de dois deslizamentos rotacionais profundos através de retroanálises, de modo a compreender os mecanismos envolvidos na sua ocorrência.

### **I.3. Materiais e métodos**

Numa primeira fase fez-se a separação dos movimentos de massa em vertentes ocorridos no ano hidrológico 2009/10 na bacia hidrográfica do Rio Grande da Pipa, tendo em consideração a sua tipologia, o tipo de material afetado e o tipo de contexto onde ocorrem, isto é, vertente natural ou taludes antrópicos. O inventário utilizado foi desenvolvido a propósito do estudo feito em Oliveira (2012) e corresponde a um inventário de campo, tendo por base um levantamento sistemático das instabilidades de vertentes, para a totalidade da área da bacia, apoiado por cartografia sobre ortofotomapas à escala 1:10.000, com pixel de 0,5 m, reproduzidos na escala de referência de 1:2.000.

Para analisar a hidrologia da bacia hidrográfica recorreu-se ao *software* Visual Balan v.2 (Samper *et al.*, 1999). Este código calcula os balanços hídricos diários no solo, na zona não saturada e no aquífero (Figura 1), possibilitando também o cálculo diário da posição altimétrica do nível freático, assim como dos caudais totais de escoamento superficial da bacia, entre outros.

O modelo foi inicialmente definido com dados meteorológicos da Bacia do Rio Grande da Pipa ou em zonas próximas, nomeadamente valores diários de precipitação e de temperatura média, e calibrado com dados hidrométricos, ambos disponíveis no Sistema Nacional de Informação de Recursos Hídricos (SNIRH) da Agência Portuguesa do Ambiente, I.P., para os anos hidrológicos 1987/88 e 88/89. Após a obtenção de resultados de calibração considerados satisfatórios, o mesmo modelo foi aplicado ao ano hidrológico de interesse – 2009/10.

Os resultados do modelo hidrológico (e.g. oscilação do nível freático regional, da humidade no solo) foram depois comparados com o referido inventário de campo dos movimentos de massa em vertente ocorridos na bacia hidrográfica do Rio Grande da Pipa no mesmo ano hidrológico (cf. Oliveira, 2012).

The screenshot displays the Visual Balan v.2 software interface. The main window is titled 'Visual Balan: 1\_so\_2010' and has a menu bar with 'Archivo', 'Datos Básicos', 'Opciones', 'Tablas y Gráficos', 'Ventana', and 'Ayuda'. Two panels are open:

- Datos del Suelo Edáfico:** This panel contains input fields for soil properties:
  - Porosidad total: .4 (Tanto por uno en volumen)
  - Punto de marchitez: .21 (Tanto por uno en volumen)
  - Capacidad de campo: .36 (Tanto por uno en volumen)
  - Contenido de humedad inicial: .21 (Tanto por uno en volumen)
  - Concentración inicial del trazador (mg/l): .0
  - Espesor (m): 1.38
  - Conductividad hidráulica (cm/s): 2.9861E-4 (Cambio unidades)
  - Reserva Útil (mm): 207
- Zona No Saturada:** This panel contains input fields for unsaturated zone parameters:
  - Coefficiente de agotamiento del flujo hipodérmico  $\alpha$ : =1/días (T32, Tiempo de semiagotamiento: 2.2 días)
  - Conductividad hidráulica vertical (mm/día): 27.48 (Cambio unidades)
  - Coefficiente de agotamiento de la percolación  $\alpha$ : =1/días (.26, Tiempo de semiagotamiento: 2.7 días)
  - Contenido inicial de agua (mm): 0
  - Resolución de la ecuación:
    - ☒ Método Explícito
    - ☐ Método Implícito

Figura 1 – Interface do Visual Balan v.2 para a introdução de parâmetros do solo



edáfico e da zona não saturada

Na segunda fase do estudo, foram escolhidos dois deslizamentos do referido inventário para serem estudados de forma mais rigorosa. A escolha destes dois deslizamentos rotacionais profundos deve-se ao facto destes pertencerem a um grupo reduzido de deslizamentos que parece não responder da mesma forma aos incrementos de água nos terrenos, relativamente aos restantes movimentos de massa em vertente (a maioria).

Dentro do referido grupo, a escolha concreta destes dois deslizamentos prende-se com o facto de haver informação geotécnica relativamente completa para o deslizamento das Cachoeiras e acesso aos vários poços de água próximos da zona onde ocorreu o deslizamento do Espogueiro, pelo que a recolha de dados nestes locais foi em parte mais facilitada. Por outro lado, trata-se de deslizamentos muito diferentes em termos de estilo e de distribuição da atividade, o que permite, pelo menos em teoria, uma maior abrangência de análise.

Para cada um dos dois deslizamentos, os limites dos movimentos e os indicadores de deformação interna da massa instabilizada foram adquiridos através de uma campanha GPS com correção de dados em tempo real. O GPS utilizado foi o Magellan MobileMapperTM CX e a correção do posicionamento em tempo real foi efetuada com recurso ao sistema EGNOS (European Geostationary Navigation Overlay Service). A altitude ortométrica de cada ponto foi determinada com base na correção da altitude elipsoidal em função do modelo do geóide para Portugal Continental. Para o efeito foi considerado o modelo GeodPT08, elaborado pela FCUL em parceria com a atual DGT.

Foi feita uma retroanálise de cada um destes deslizamentos de forma a simular, com o maior detalhe possível, as condições existentes aquando dos eventos de instabilidade. Para cada caso foi desenvolvido um modelo geológico com base em sondagens e poços de reconhecimento realizados em zonas próximas, tendo depois sido testadas várias soluções no *software* GEO-SLOPE/W® 2004, um dos componentes de um conjunto de ferramentas geotécnicas designadas por GeoStudio 2004. Este *software* permitiu avaliar a estabilidade das vertentes para várias condições do nível freático, assim como para variações dos parâmetros de resistência dos materiais, simulando, por exemplo, a degradação destes mesmos parâmetros com o tempo.

*Propositadamente deixado em branco*

## 2. Enquadramento geográfico, geológico e geomorfológico

### 2.1. Enquadramento geográfico

A área de estudo localiza-se aproximadamente a 20 km a Norte de Lisboa, centra-se na região de Arruda dos Vinhos e os seus limites são definidos pela linha de festo que delimita os 110 km<sup>2</sup> da bacia do RGP (Figura 2). Esta bacia confina a Norte com bacia do Rio Alenquer, a Sul com a bacia do Rio Trancão e a Oeste com a bacia do Rio Sizandro. A Este a bacia drena diretamente para o Rio Tejo, sendo o escoamento superficial da bacia efémero.

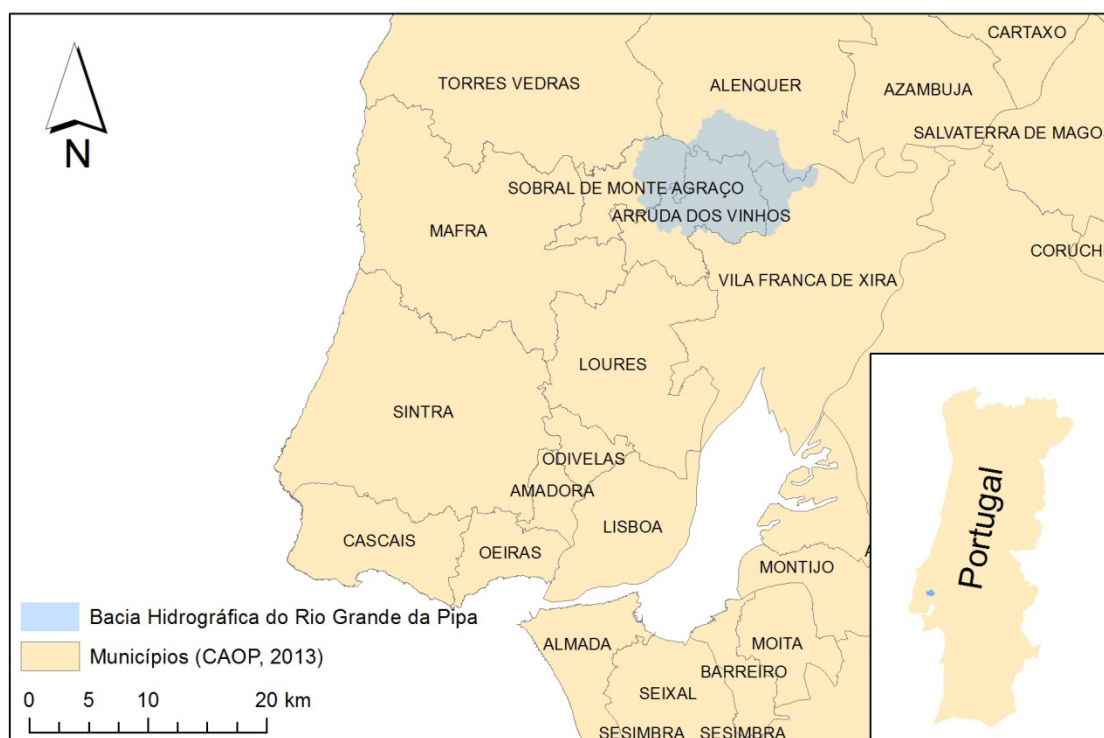


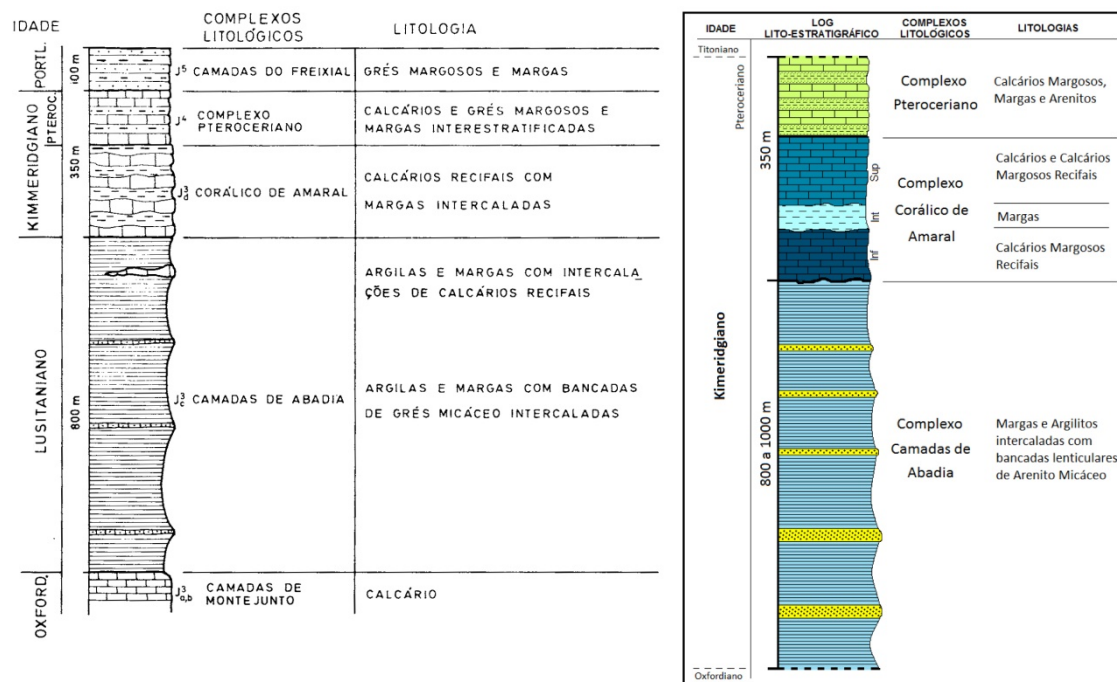
Figura 2 – Localização da bacia hidrográfica do Rio Grande da Pipa

Administrativamente, a bacia do RGP tem uma abrangência intermunicipal, distribuindo-se pelos municípios de Arruda dos Vinhos (45,5%), Alenquer (22,5%), Sobral de Monte Agraço (18,3%), Vila Franca de Xira (13,6%) e Torres Vedras (0,1%) (Figura 2).

## 2.2. Unidades geológicas

Na região de Arruda dos Vinhos predominam as formações sedimentares do Jurássico Superior. As rochas mais antigas a aflorar na bacia do RGP correspondem às Camadas da Abadia, datadas do Kimeridgiano Inferior, e as mais recentes correspondem a aluviões holocénicas. Em geral, na bacia predomina uma alternância entre calcários, margas e arenitos.

A Figura 3 representa de forma esquemática a coluna lito-estratigráfica apresentada por Coelho (1979) e a adaptação efetuada por Pimenta (2011) para as sub-bacias da Laje e Salema (Figura 4), situadas na margem direita da bacia do RGP, através da construção de um mapa lito-estratigráfico de pormenor.



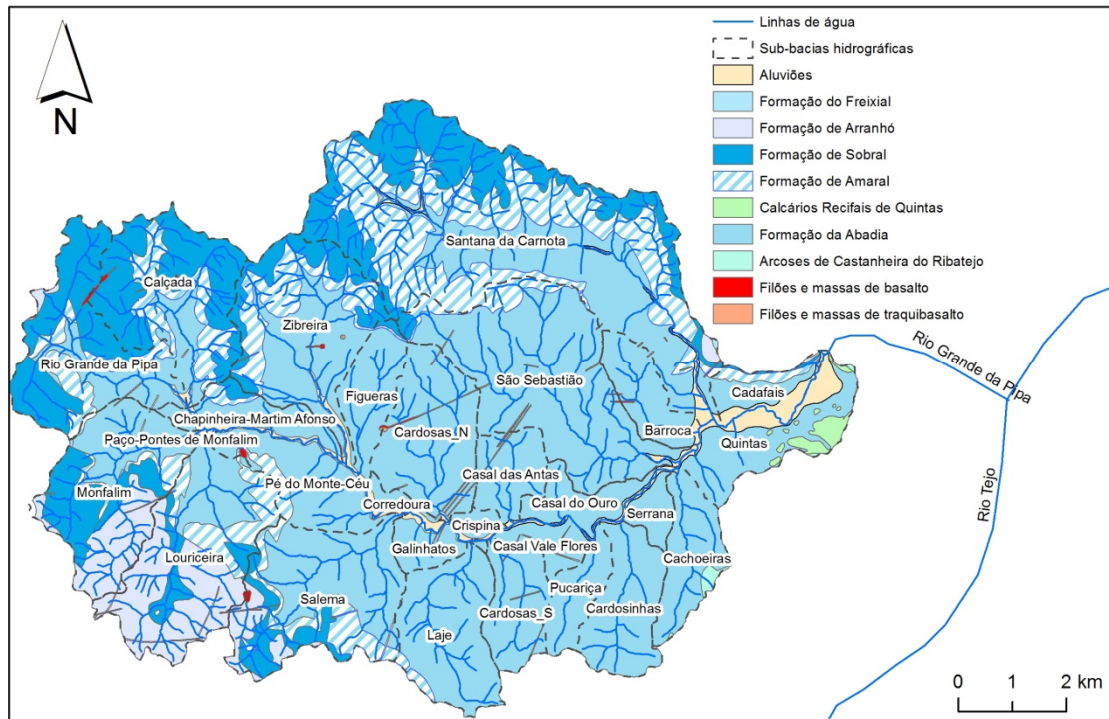
Nota: Em Coelho (1979) o Complexo da Abadia está atribuído ao Lusitaniano mas foi posteriormente englobado no Kimeridgianiano.

Figura 3 – Coluna lito-estratigráfica das formações jurássicas, proposta por Coelho (1979) (à esquerda) e modificação proposta por Pimenta (2011) (à direita)

De acordo com a carta geológica 1:50.000, as diferentes unidades geológicas aflorantes apresentam a seguinte importância em termos de ocupação da bacia hidrográfica (Figura 4):

- Formação da Abadia (58%);

- Formação de Amaral – Complexo de Amaral (16%);
- Formação de Sobral – Complexo Pterocereano (16%);
- Formação de Arranhó – Complexo Pterocereano (6%);
- Aluviões (3%);
- Outras formações (1%).



Nota: Adaptado da cartografia 1:50.000 da Folha 30-D da Carta Geológica de Portugal (Zbyszewski & Assunção, 1965) com refinamentos feitos a partir das Folhas 389, 390 da Carta Geológica da Área Metropolitana de Lisboa, à escala 1:25.000 (INETI, 2005)

Figura 4 – Geologia da bacia hidrográfica do Rio Grande da Pipa

O **Complexo da Abadia** ( $J_C^3$ ) forma, segundo Zbyszewski & Assunção (1965), um complexo argiloso, de cerca de 800 m de espessura, constituído por argilitos, argilitos margosos, siltitos margosos e margas acinzentadas, por vezes laminados, com níveis mais ricos em intercalações de bancadas de arenitos compactos e resistentes, com espessura variando entre 5 e 20 cm e, raramente, entre 60 cm e mais de 200 cm. As margas são frequentemente arenosas e micáceas de cor cinzenta ou azuladas, tornando-se amareladas por alteração. Contêm nódulos calcários ou limoníticos, bem como intercalações de grés e de conglomerados mais ou menos desenvolvidos. Segundo Alonso *et al.* (2010) a zona de alteração varia entre 50 cm e 5 m de espessura.

Na região da Arruda dos Vinhos este complexo forma um afloramento de cerca de 13 km de comprimento e 10 km de largura (Figura 4). Os estratos mais antigos parecem aflorar na área entre Arruda dos Vinhos e Cachoeira. A inclinação das vertentes talhadas nas Camadas da Abadia apresenta um valor médio de 19° (Jeremias, 2000; Zêzere, 2002).

De acordo com Jeremias (2000), a composição mineralógica das margas deste complexo é dominada por calcite e por minerais de argila, nomeadamente caulinite, illite e interestratificados. Estes últimos minerais de argila tendem a ocorrer especialmente nas porções superficiais mais alteradas. O mesmo autor reporta teores de matéria orgânica inferiores a 2%.

No referido complexo existem camadas lenticulares de calcários recifais as quais, sendo raras na parte inferior, se tornam mais frequentes na parte média e superior (Zbyszewski & Assunção, 1965) (Figura 3). Aliás, a transição entre este complexo e o Corálico de Amaral não é brusca, mas do tipo gradual. Deste modo, na zona de transição, quando estas camadas de calcários recifais se tornam dominantes são consideradas, por exemplo em Pimenta (2011), como pertencentes ao Complexo de Amaral.

Os terrenos pertencentes ao **Complexo Corálico de Amaral ( $J_D^3$ )** ocupam cerca de 16% da área da bacia hidrográfica do RGP e formam escarpados na parte superior das vertentes, com espessuras aproximadas de 10 m, podendo ser observados principalmente nas porções Sudoeste, Oeste e Norte da bacia hidrográfica. O complexo é composto por um calcário recifal maciço a apinhado, alternando com níveis mais margosos de cores entre o amarelo (cor de alteração) e o cinzento.

De acordo com Zbyszewski e Assunção (1965), as camadas deste complexo são formadas por massas calcárias, arredondadas, soldadas entre elas, estando por vezes separadas por níveis margosos ou margo-calcários, onde no meio do complexo existem, com frequência, bancadas compactas de óolitos miliares (em forma de grão de milho) e de grés. Os autores referem também que o contacto entre este complexo e o Complexo da Abadia é muito irregular, devido à formação dos recifes ter ocorrido em diferentes épocas, sendo possível nalguns locais verificar a presença de um recobrimento dos recifes por uma fácies margosa.

Na área em estudo, o **Complexo Pteroceriano ( $J^4$ )** (também designada separadamente por Formação de Arranhó e Formação do Sobral) caracteriza-se por

incluir calcários e margas com intercalações de níveis greso-margosos (Zbyszewski & Assunção, 1965) de cor amarela clara, havendo uma patente heterogeneidade em todas as formações. A Formação de Arranhó está presente apenas no setor Sudoeste da área de estudo, enquanto a Formação do Sobral bordeja toda a bacia com exceção do quadrante Sudeste (Sul-Sudeste-Este) (Figura 4).

Os níveis inferiores apresentam um calcário oolítico semelhante ao presente no Complexo Corálico do Amaral que, por ter forma lenticular, não está representado nalguns locais onde o Complexo Pteroceriano assenta diretamente sobre o Complexo da Abadia.

Os depósitos mais recentes (Quaternário), de maior expressão geográfica, referem-se aos depósitos de cobertura e às aluviões.

Os **depósitos de cobertura** (DC) são depósitos coluvionares essencialmente silto-argilosos e silto-arenosos, com pequenos fragmentos dispersos de arenitos e de calcários e algumas raízes. Apresentam no conjunto cor geralmente castanho-amarelada. Resultam da alteração superficial das formações subjacentes e cobrem extensas áreas da zona em estudo. Por este motivo, estes depósitos não estão cartografados no mapa apresentado na Figura 4.

As **aluviões** (coluvio-aluviões) (a) devem a sua origem aos materiais transportados pelas linhas de água, provenientes da erosão das vertentes.

## 2.3. Estrutura geológica

Estruturalmente, a região constitui um grande empolamento anticlinal de orientação NE-SW, com o Complexo da Abadia no núcleo – anticlinal da Abadia – onde a espessura total dos sedimentos jurássicos pode atingir cerca de 2,5 km (Zbyszewski & Assunção, 1965).

A evolução desta sub-bacia está em grande parte ligada à ocorrência de falhas com direção NNE-SSW, correspondentes provavelmente a fraturas tardi-hercínicas que jogaram como falhas normais, primeiro durante as fases de *rifting*, relacionadas com a abertura do Atlântico e instalação da margem continental portuguesa durante o Mesozoico, e numa segunda fase como falhas inversas, devido aos efeitos de uma tectónica compressiva W-E (Cenorplan, 2004).

Como consequência foram originadas várias falhas inversas com direção NE-SW, aproximadamente paralelas à margem do rio Tejo. O desmantelamento das escarpas de falha forneceu materiais clásticos, tendo originado formações de dejeção torrencial contemporâneas, que constituem alguns dos níveis do Complexo da Abadia, o que denota um forte controlo estrutural da sedimentação. De facto, as dimensões laterais relativamente pequenas da sub-bacia de Arruda dos Vinhos e o enchimento muito espesso de sedimentos kimeridgianos, associados a uma variação rápida de fácies, desde brechas e conglomerados na área Sudeste da bacia, para uma fácies detrítica fina na área Noroeste, é característico de bacias controladas por uma tectónica ligada a um *rift* intracratónico abortado. Devido a esta tectónica compressiva, os terrenos jurássicos encontram-se frequentemente deformados (Cenorplan, 2004).

As unidades são cortadas por falhas verticais com orientação aproximada NE-SW e NW-SE (Zbyszewski & Assunção, 1965). As camadas tendem para uma inclinação geral de 5° a 10° para S-SW, havendo, no entanto, diversas variações locais resultantes de variados acidentes tectónicos.

## **2.4. Geomorfologia**

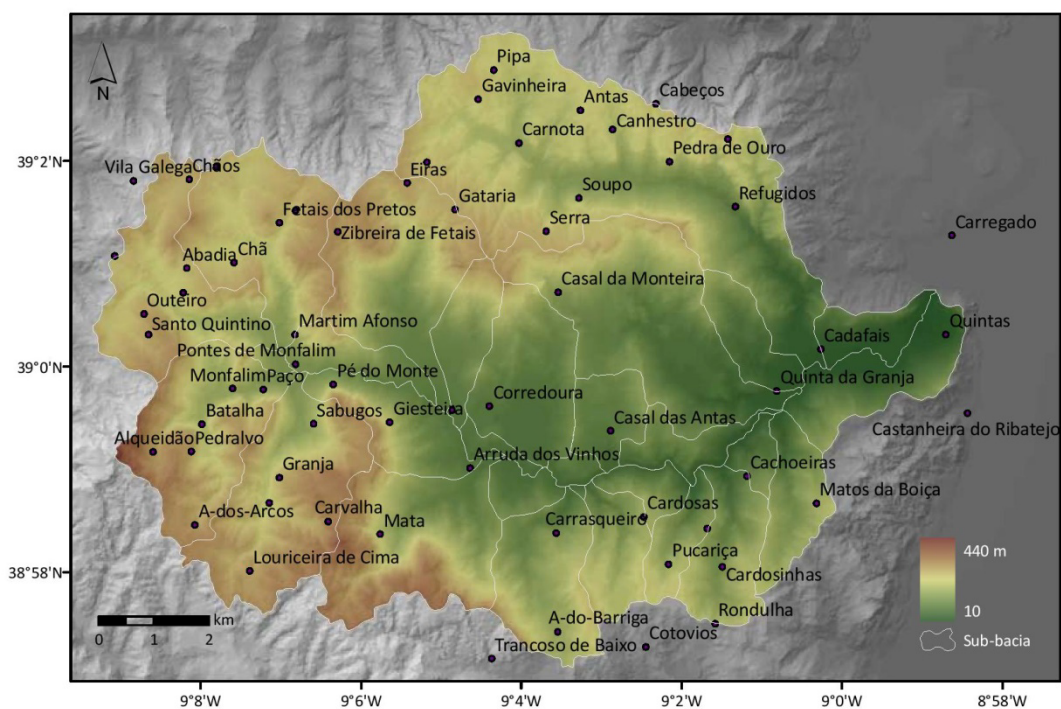
Na bacia do Rio Grande da Pipa as altitudes variam entre os 440 m na região WSW, no Alqueidão, e os 10 m no setor jusante da bacia, a NNW de Quintas (Figura 5). Nesta área, o contacto da Orla Mesocenozóica com a Bacia do Tejo é marcado por acidentes de orientação NE-SW (Zbyszewski & Assunção, 1965). Os interflúvios apresentam altitudes que variam, grosso modo, entre 350 e 300 m e encontram-se relativamente dissecados pela rede hidrográfica (Machado, 1991).

A morfologia da bacia hidrográfica do RGP apresenta uma estreita dependência com a estrutura geológica e a litologia. As formas de relevo são por isso controladas essencialmente pela alternância de materiais com diferente resistência aos efeitos dos agentes de meteorização. Nesta região destaca-se as diferentes resistências das margas e argilas relativamente a litologias mais resistentes, como os calcários.

A depressão de Arruda dos Vinhos corresponde a uma inversão de relevo originada por erosão diferencial, aflorando no centro da depressão os materiais mais antigos (Ferreira *et al.*, 1987) e menos resistentes. De uma forma geral, em torno da bacia a



envolvente é marcada por uma disposição monoclinal, originando reversos bastante suaves e anversos mais abruptos (Machado, 1991).



Fonte: Oliveira (2012)

Figura 5 – Altimetria da bacia hidrográfica do Rio Grande da Pipa

No anverso dos relevos com disposição monoclinal, os calcários de Amaral originam cornijas que dominam a depressão de Arruda, talhada nas camadas da Abadia (Ferreira, 1984). Nestas últimas desenvolvem-se vertentes bastante extensas e com declives tipicamente moderados.

A morfologia da bacia está em grande parte associada ao entalhe dos vales e à remoção, pela erosão, da cobertura de terrenos sobrejacentes às margas e argilitos pertencentes às formações jurássicas, que provocaram uma descompressão e expansão destes maciços fortemente sobreconsolidados. Estes processos são importantes na evolução morfológica da área, nomeadamente na estabilidade dos taludes, porque causam uma diminuição das características resistentes das rochas margosas numa espessura significativa, devido, quer à abertura de fissuras, quer à expansão dos materiais (Cenorplan, 2004).

## 2.5. Hidrogeologia

De acordo com o Plano de Gestão da Região Hidrográfica do Tejo (DHV *et al.*, 2012), a bacia hidrográfica do Rio Grande da Pipa está englobada na massa de água subterrânea<sup>1</sup> designada por Orla Ocidental Indiferenciado da Bacia do Tejo. Esta classificação indica que esta orla ocidental é uma região hidrogeologicamente variável, onde não se diferenciam aquíferos de dimensão e de interesse quantitativo regional.

As formações jurássicas presentes na área em estudo apresentam diferente comportamento hidrogeológico consoante a sua litologia (Zbyszewski & Assunção, 1965; Baptista, 2004), podendo fazer-se a distinção em dois grupos (Complexo da Abadia e complexos jurássicos mais recentes - Pteroceriano e Corálico de Amaral).

No **Complexo da Abadia** de natureza margo-argilosa, a percolação tende a ser muito reduzida devido à baixa permeabilidade quer das formações que compõem o complexo quer dos solos de cobertura silto-argilosos, com exceção da percolação ocorrida nos níveis de arenito e de calcário intercalados nas margas e argilitos. Estas camadas de pequena espessura podem, no entanto, revelar, em determinadas condições, algum artesianismo (Cenorplan, 2004). Em eventos de maior pluviosidade a baixa permeabilidade dos materiais favorece o aumento do nível freático, levando à saturação dos terrenos e consequentemente à escorrência superficial (Montgomery & Dietrich, 1994; Iverson, 2000). Em Cenorplan (2004) os níveis freáticos foram assinalados entre 2,1 m e 4,5 m de profundidade em 4 sondagens que atravessam o Complexo da Abadia, realizadas entre fevereiro e março de 2004.

As exsurgências de água através dos níveis areníticos nas vertentes, provavelmente como resultado de algum artesianismo, provocam o aumento de processos de erosão e ravinamento, podendo originar a instabilização das vertentes. Segundo Pimenta (2011), este tipo de fenómeno é recorrente na região (Fotografia 1). O autor não presenciou a este fenómeno nas diversas saídas de campo efetuadas a propósito deste estudo.

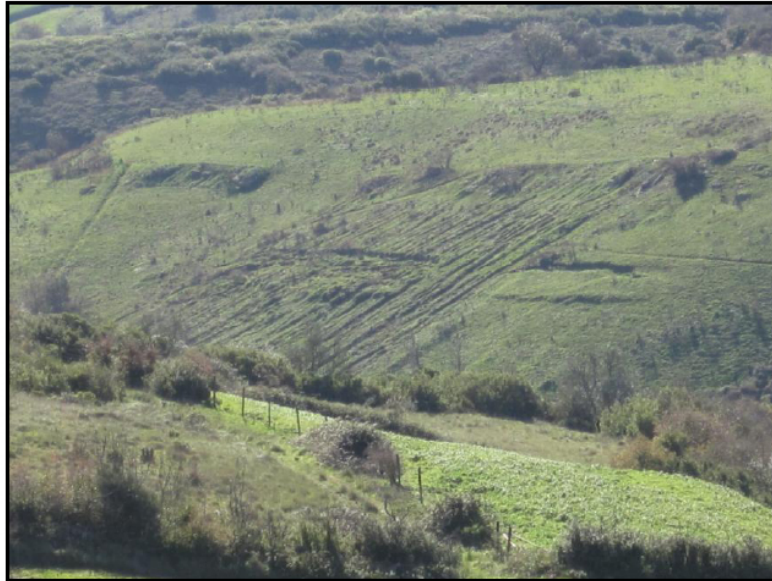
Nas formações mais recentes – **Complexos Pteroceriano e Corálico de Amaral** – verifica-se que a percolação da água realiza-se através de fraturas existentes nas

---

<sup>1</sup> O termo “massa de água subterrânea” encontra-se definido na Lei da Água (Lei n.º 58/2005, de 29/12 – 1ª versão) que transpõe para a legislação nacional a Diretiva Quadro da Água (Diretiva n.º 2000/60/CE, do Parlamento Europeu e do Conselho, de 23 de outubro). Nesta define-se como “um meio de águas subterrâneas delimitado que faz parte de um ou mais aquíferos”.

formações, podendo eventualmente ficar retida nos solos de cobertura silto-argilosos de baixa permeabilidade.

Em Cenorplan (2004) são reportados níveis freáticos para 3 sondagens, realizadas entre fevereiro e março de 2004, que atravessam estas formações sendo que a profundidade deste variou entre 4,2 m e 6,7 m.



Fonte: Pimenta (2011)

Fotografia 1 - Exsurgência de água numa vertente na região de Arruda dos Vinhos com formação de ravinamento onde se verificam deslizamentos translacionais a meio da vertente. Este evento ocorreu após o episódio de precipitação intensa e prolongada de janeiro de 2010

*Propositadamente deixado em branco*

### 3. Caracterização geotécnica

A caracterização geotécnica dos terrenos da bacia hidrográfica do Rio Grande da Pipa é baseada nos diferentes estudos realizados a propósito da autoestrada A10, e que se encontram sumariados no Projeto de Execução do trecho 2 da A10 – Cenorplan (2004). Outros dados adicionais foram retirados de Jeremias (2000), de Matos (2008) e de Alonso *et al.* (2010).

Esta caracterização contou com os resultados obtidos da realização de (Figura 6):

- 47 poços de reconhecimento;
- 45 sondagens (rotação ou percussão).

A informação aqui apresentada refere-se essencialmente às formações que foram intercetadas pelo corredor estudado a propósito da referida autoestrada e que foram selecionados pelo seu interesse para o presente estudo. Dentre as diferentes unidades geológicas que afloram na bacia hidrográfica dá-se destaque às Camadas da Abadia, uma vez que são as litologias mais representativas da área e também aquelas que ocorrem como substrato nas zonas onde ocorreram os deslizamentos rotacionais profundos que serão estudados em maior detalhe no Capítulo 6 (Figura 6).

#### 3.1. Complexo das Camadas da Abadia ( $J_c^3$ )

Em Cenorplan (2004) refere-se que nas Camadas da Abadia é possível distinguir dois horizontes com características diferentes. Um horizonte superficial constituído por margas amareladas, relativamente alteradas, muito duras a rijas, com:

- $N_{SPT}$  entre 40 e 60;
- $30\% \leq R$  (Simplified Rock Mass Rating)  $\leq 100\%$ ;
- $0\% \leq RQD$  (Rock Quality Designation)  $\leq 90\%$ .

A cor amarela deve-se essencialmente aos processos de alteração a que foram sujeitas e que conduzem também a uma perda significativa da sua resistência devido aos processos de descompressão e expansibilidade. A espessura deste horizonte varia geralmente entre cerca de 2 m e 7 m (Cenorplan, 2004). Por outro lado, em Alonso *et al.* (2010) refere-se que o horizonte meteorizado, de cor amarelada, das



Camadas da Abadia varia entre 0,5 m e 5,0 m. Em Oliveira (2006) é referido que o limite entre as margas alteradas e as compactas (e não alteradas) situa-se a profundidades variáveis, consoante a maior ou menor circulação de água no maciço.



Fonte: Jeremias (2000), Cenorplan (2004), Matos (2008)

Notas: referências começadas por “P” referem-se a poços de reconhecimento enquanto “S” e “F” referem-se a sondagens; Imagem de fundo: Carta Geológica de Portugal 1:50.000 (Zbyszewski e Assunção, 1965)

Figura 6 – Localização das sondagens e dos poços de reconhecimento

Abaixo deste horizonte, ocorre um outro composto por margas acinzentadas, pouco alteradas e rijas, com:

- $70\% \leq R \leq 100\%$ ;
- $20\% \leq RQD \leq 100\%$ .

As margas, quando expostas aos agentes atmosféricos, têm tendência para evoluírem também, tal como o horizonte suprajacente, para solos argilosos. As rochas que compõem o Complexo da Abadia são rochas argilosas sobreconsolidadas que desenvolveram ligações diagenéticas sobretudo por cimentação carbonatada. A exposição destas rochas à superfície e, conseqüentemente, aos mecanismos de alteração, promove o enfraquecimento e quebra das ligações interpartículas, o que se

traduz em elevada expansibilidade e diminuição acentuada da resistência (e.g. Oliveira, 2006; Alonso *et al.*, 2010).

Nos estudos compilados em Cenorplan (2004) são reportados resultados de **ensaios de identificação** para 28 amostras pertencentes ao Complexo da Abadia, das quais 22 são representativas das margas ( $J_c^3$ ) e 6 são representativas das margas com intercalações de níveis de arenitos ( $J_c^{3a}$ ) que ocorrem intercalados neste complexo. Os resultados dos ensaios encontram-se sumariados na Tabela 1.

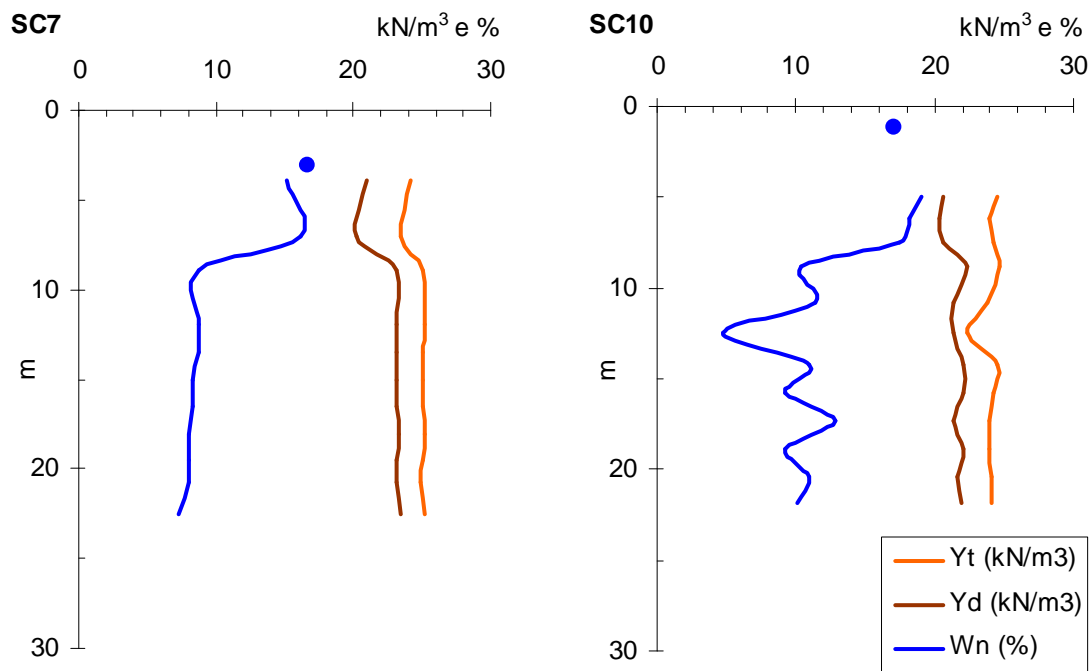
Tabela 1 – Amplitude de valores dos parâmetros de identificação e classificação unificada das amostras analisadas em Cenorplan (2004), por unidade geológica

Litologia	<74 μm (%)	w <sub>n</sub> (%)	Limites de consistência		Classificações	
			LL (%)	IP (%)	Unificada	
Complexo da Abadia	Margas (Jc3)	62 - 99	5 - 21	31 - 47	12 - 24	solos de média plasticidade, dos grupos ML e CL
	Margas com intercalações de níveis de arenitos (Jc3a)	2 - 60	15 - 16	28 - 33	6 - 13	solos de baixa plasticidade, dos grupos GP, GP-GC, SM, SC e CL
Complexo do Amaral J3d		96	18 - 21	41 - 46	19 - 24	solos de média plasticidade, do grupo CL
Complexo Pteroceriano	Margas e argilas (J4)	57 - 83	19	35 - 45	14 - 20	solos de média plasticidade, do grupo CL
	Margas com níveis de arenitos e de calcários (J4a)	13 - 46	6 - 17	24 - 29	4 - 10	solos sem plasticidade e solos de baixa plasticidade, dos grupos SM, SM-SC, SC e CL
Depósitos de cobertura		46 - 72	20 - 26	24 - 42	8 - 22	solos de média plasticidade, dos grupos SC e CL

Nota:  $W_n$  – teor em água natural; LL – limite de liquidez; IP – índice de plasticidade

A variação do **peso volúmico seco** ( $Y_d$ ) e do **teor em água natural** ( $W_n$ ) ao longo de duas sondagens (SC7 e SC10) revela a tendência das margas para absorverem mais água quando descomprimidas e fissuradas até uma determinada profundidade (Figura 7). Nestas sondagens esta profundidade parece localizar-se próxima dos 8 m, sendo o

valor médio de  $W_n$  de 17,2% acima desta profundidade e de 9,1% abaixo da mesma. Apesar disso, considerando a descrição visual das sondagens efetuadas em Cenorplan (2004), a profundidade de alteração das margas parece ser mais moderada, uma vez que na maioria dos casos foi identificada até aos 4 m de profundidade.



Nota: dados de Cenorplan (2004); pontos azuis correspondem a  $W_n$  determinados em amostras colhidas em poços feitos a poucos metros das respectivas sondagens

Figura 7 – Variação do teor em água natural ( $W_n$ ) e do peso volúmico total ( $Y_t$ ) e seco ( $Y_d$ ) das amostras colhidas em duas sondagens que atravessam as Camadas da Abadia

Os menores valores de peso volúmico seco na porção mais superficial estudada revelam igualmente maiores porosidades da rocha, como aliás foi também demonstrado em Jeremias (2000) e em Alonso *et al.* (2010) para este mesmo tipo de materiais.

No contexto da geotecnia muitas vezes as expressões “material alterado”, ou, como referido em cima, “margas alteradas” referem-se à degradação das propriedades do material. “Degradação” é um termo geral usado para descrever uma série de fenómenos como a redução da resistência, alterações de volume, perda de rigidez, e, muito frequentemente, a perda de continuidade de massa, como resultado do desenvolvimento de fissuras que podem causar fenómenos de instabilidade de



volumes finitos de rocha (Alonso & Alcoverro, 2002 *in* Alonso *et al.*, 2010). A degradação do material pode ser testada por vários coeficientes, sendo os coeficientes de fragmentabilidade e de degradabilidade dois exemplos.

O **coeficiente de fragmentabilidade (FR)** constitui um dos parâmetros representativos do comportamento de certos materiais rochosos quando sujeitos a um processo de fragmentação, desde a fase de extração até à fase de colocação em obra, podendo, em alguns casos, continuar ainda durante a própria vida da obra. Esta evolução é atribuída ao caráter evolutivo da rocha, perante as solicitações mecânicas a que é sujeita durante a fase de colocação em obra, e posteriormente, quando a obra entra em serviço.

O **coeficiente de degradabilidade (DG)** é outro dos parâmetros representativos do comportamento dos terrenos em estudo. É traduzido por uma evolução contínua das suas características geotécnicas (granulometria, argilosidade, plasticidade, etc.) em relação às observadas imediatamente após a sua extração. A evolução é atribuída à ação combinada dos agentes climáticos ou hidrogeológicos (geada, ciclos de absorção-secagem) e às tensões mecânicas sofridas. No caso de materiais rochosos considerados como degradáveis, leva a uma redução mais ou menos importante das respetivas características mecânicas, e por conseguinte, a restrições na sua aplicação em obra.

Na Tabela 2 apresentam-se os resultados destes coeficientes em três amostras das Camadas da Abadia obtidas e analisadas a propósito do Projeto de Execução da A10.

Os resultados destes ensaios revelam que a amostra da sondagem SC5 corresponde a zonas menos alteradas, onde as margas se apresentam relativamente compactas. Nesta amostra obtiveram-se valores do coeficiente de fragmentabilidade FR entre 5 e 6,5 e do coeficiente de degradabilidade  $DG \geq 13$  e portanto pertence à sub-classe R32 das rochas argilosas fragmentáveis e medianamente desagregáveis.

Nas amostras das sondagens SC7 e SC26, verifica-se que as margas estão mais alteradas e desagregadas, tendo-se obtido valores de FR entre 8,7 e 13 e  $DG = 9,3$  para a amostra SC7. Para a amostra SC26 não foi possível determinar D10 final, porque a amostra se desfez completamente. Trata-se de terrenos que pertencem à sub-classe R34 das rochas argilosas fragmentáveis.

Em Cenorplan (2004), os resultados de expansibilidade para amostras das Camadas da Abadia obtidos através dos **ensaios de carga CBR** apontam para valores relativamente baixos (entre 2,4% e 5,0%). No entanto, os autores referem que estes resultados não são muito consentâneos com o comportamento observado noutros tipos de ensaios e concluem que trata-se, em geral, de solos bastante expansivos mas onde a componente de granulometria fina parece ser essencialmente siltosa.

Tabela 2 – Análises e classificação de amostras quanto à sua degradação

Sondagem	Local de colheita	Litologia	FR	DG	Classificação LCPC/SETRA
	Prof. (m)				
SC26	10,3 - 15,0	Margas rijas, cinzentas ( $J_C^3$ )	13	-	R34 - rocha argilosa fragmentável
SC5	5,0 - 7,5	Margas pouco alteradas, compactas, amareladas e acinzentadas ( $J_C^3$ )	6,5	13	R32 - rocha argilosa pouco fragmentável e medianamente degradável
SC7	6,5 - 8,2	Margas alteradas, desagregadas, amareladas e acinzentadas ( $J_C^3$ )	8,7	9,3	R34 - rocha argilosa fragmentável

As **composições mineralógicas** das margas das Camadas da Abadia foram estudadas em Jeremias (2000). Os carbonatos (principalmente calcite) estão presentes, e também minerais de argila e uma pequena percentagem de matéria orgânica. Entre os minerais de argila não existe quase esmectite e os minerais expansivos presentes são a clorite e o gesso (em quantidades traço). Não existem diferenças significativas em termos mineralógicos entre as camadas superficiais meteorizadas e aquelas mais profundas não meteorizadas, especialmente nos minerais de argila.

De acordo com Jeremias (2000) no médio prazo as rochas silto-argilosas que compõem as Camadas da Abadia apresentam elevada suscetibilidade à desintegração, no entanto, o que dita a forma como a degradação no curto prazo se processa são as características mineralógicas e litológicas das mesmas. Enquanto que rochas silto-argilosas pobres em carbonatos (<10%) apresentam degradação rápida, as rochas silto-argilosas mais ricas em carbonatos (>10%) degradam-se mais lentamente, condicionadas pela dissolução do cimento carbonatado.

Os resultados obtidos na globalidade dos ensaios compilados em Cenorplan (2004) indicam que se trata de materiais sensíveis à água, denotando elevado potencial de expansão e elevada suscetibilidade à desintegração, quando sujeitos a variações do teor em água ou a ciclos de secagem e molhagem. Trata-se de rochas que têm tendência para evoluírem para solos argilosos das sub-classes A2 e A3.

A propósito dos Projetos de Execução de vários trechos da A10, para a determinação das **características de resistência mecânica** (coesão e ângulo de atrito) foram realizados, entre outros, dois ensaios triaxiais e dois ensaios de corte direto reversível sobre duas amostras representativas das margas das Camadas da Abadia ( $J^3_c$ ).

Os **ensaios de corte direto**, foram conduzidos a grandes deformações e com velocidades de corte muito lentas por forma a determinarem-se os parâmetros de resistência máxima e residual em condições próximas das correspondentes a tensões efetivas.

As amostras de margas foram previamente desagregadas em laboratório e moldadas na caixa de corte, de acordo com os parâmetros obtidos no ensaio de compactação pesada. Os provetes ensaiados foram imersos em água para saturação durante 24 horas e consolidados sob tensões de 0,15; 0,30 e 0,50 MPa.

A interpretação dos resultados a partir das curvas “tensão de corte – deslocamentos” fornece os seguintes valores dos parâmetros de resistência máxima e residual, correspondentes, respetivamente, ao primeiro curso de 14 mm da caixa de corte (resistência máxima) e para o curso total alternado de 70 mm (resistência residual):

- $c' = 5$  a  $10$  kPa,  $\phi' = 19$  a  $20,2^\circ$
- $c'_{res} = 0$  a  $2$  kPa,  $\phi'_{res} = 5$  a  $9,7^\circ$

De acordo com as relações de Skempton (função da percentagem de argila) e de Kanji, (função do índice de plasticidade) serão de esperar ângulos de atrito residuais entre  $15^\circ$  e  $18^\circ$  (Cenorplan, 2004). Os mesmos autores referem também que os valores obtidos nos ensaios de corte são anormalmente baixos o que traduz um comportamento muito desfavorável, com uma quebra de resistência muito elevada, quando o solo é sujeito a grandes deformações.

Os **ensaios triaxiais** realizados foram do tipo consolidado não drenado, com prévia saturação por contrapressão. As amostras de margas foram também previamente

desagregadas em laboratório, sendo posteriormente os provetes moldados com as características de compactação obtidas nos ensaios de compactação pesada.

Na Tabela 3 apresentam-se os valores dos parâmetros de resistência ao corte para os critérios de rotura  $(\sigma_1 - \sigma_3)_{\text{máx}}$  e  $(\sigma'_1 / \sigma'_3)_{\text{máx}}$ .

Tabela 3 – Resumo dos resultados dos ensaios triaxiais

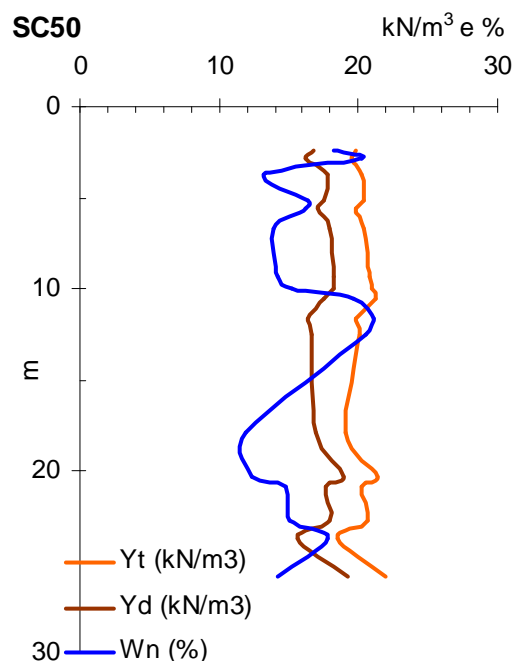
Poço - Amostra	Prof. (m)	Litologia	Resistência ao corte			
			$(\sigma_1 - \sigma_3)_{\text{máx}}$		$(\sigma'_1 / \sigma'_3)_{\text{máx}}$	
			$c'$ (kPa)	$\phi'$ (°)	$c'$ (kPa)	$\phi'$ (°)
PC2-AR3	2,8	$J_C^3$	0,6	28,3	6,9	31,4
PC4-AR1	2,3	$J_C^3$	3,6	25,9	5,8	31,9

### 3.2. Camadas do Amaral ( $J_d^3$ ) e Complexo Pteroceriano ( $J^4$ )

Para as duas amostras pertencentes às Camadas de Amaral ( $J_d^3$ ), as características de identificação e a classificação unificada destas encontra-se sumariada na Tabela 1. Também nesta tabela sumariam-se os resultados obtidos para as amostras do Complexo Pteroceriano. Neste caso foram ensaiadas 9 amostras, 5 de margas e argilas ( $J^4$ ) e 4 de margas com intercalações de níveis de arenitos e de calcários ( $J_a^4$ ).

A variação do **peso volúmico seco** ( $Y_d$ ) e do **teor em água natural** ( $W_n$ ) ao longo de uma sondagem (SC50) realizada no Complexo Pteroceriano revela uma diminuição do teor em água natural e o aumento dos pesos volúnicos total e seco com a profundidade (Figura 8), embora de forma menos acentuada relativamente às margas das Camadas da Abadia.

Da análise da Figura 8 pode observar-se uma diminuição da absorção de água a partir de cerca dos 13 m de profundidade, correspondendo os materiais acima deste nível às margas muito alteradas e desagregadas, com um valor médio do teor em água de cerca de 17,2%, enquanto que as margas pouco alteradas que ocorrem abaixo desta profundidade apresentam um teor em água médio de 14%.



Nota: dados de Cenorplan (2004)

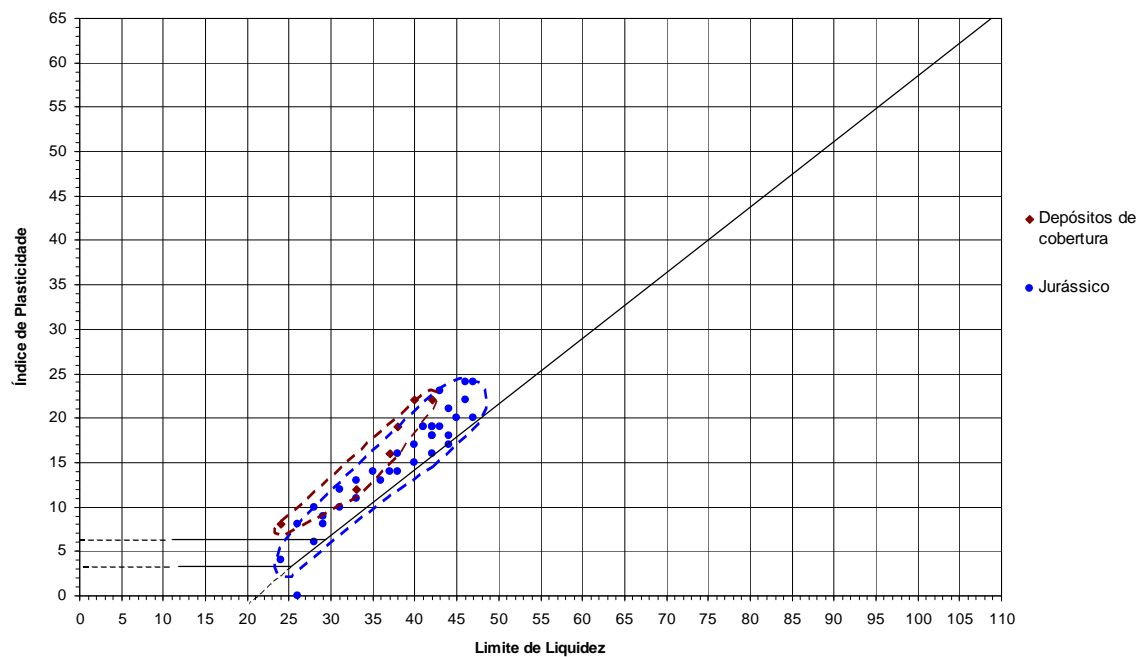
Figura 8 – Variação do teor em água natural ( $W_n$ ) e do peso volúmico total ( $Y_t$ ) e seco ( $Y_d$ ) das amostras colhidas numa sondagem que atravessa as margas do Complexo Pteroceriano

### 3.3. Depósitos de cobertura (DC)

Os depósitos de cobertura (DC) foram identificados em todos os 47 poços de reconhecimento realizados entre 1996 e 2004 ao longo do traçado da atual A10, que intersesta a bacia hidrográfica do RGP. Nestes poços de reconhecimento, os depósitos de cobertura apresentam uma espessura média de 0,9 m, oscilando entre 0,1 m e 4 m. Do número total de poços de reconhecimento, 32 foram feitos em zonas onde o substrato são as Camadas da Abadia, a formação com maior representatividade na bacia hidrográfica (cf. Secção 2.2). Considerando apenas estes poços, o valor da espessura média continua a ser semelhante (1,0 m).

Para os depósitos de cobertura foram ensaiadas 6 amostras representativas cujas características de identificação e classificação unificada encontram-se sintetizadas na Tabela 1.

Com base na carta de plasticidade (Figura 9) não é possível fazer uma diferenciação clara entre os solos dos vários Complexos (C. da Abadia, C. do Amaral e C. Pteroceriano) e ainda entre estes e os solos de cobertura, uma vez que apresentam características muito idênticas.



Fonte: Cenorplan (2004)

Figura 9 – Carta de plasticidade com todos os resultados dos limites de consistência determinados nos depósitos de cobertura e nas formações jurássicas

## **4. Hidrologia regional: balanço hídrico**

### **4.1. Caracterização pluviométrica**

#### **4.1.1. Análise pluviométrica geral**

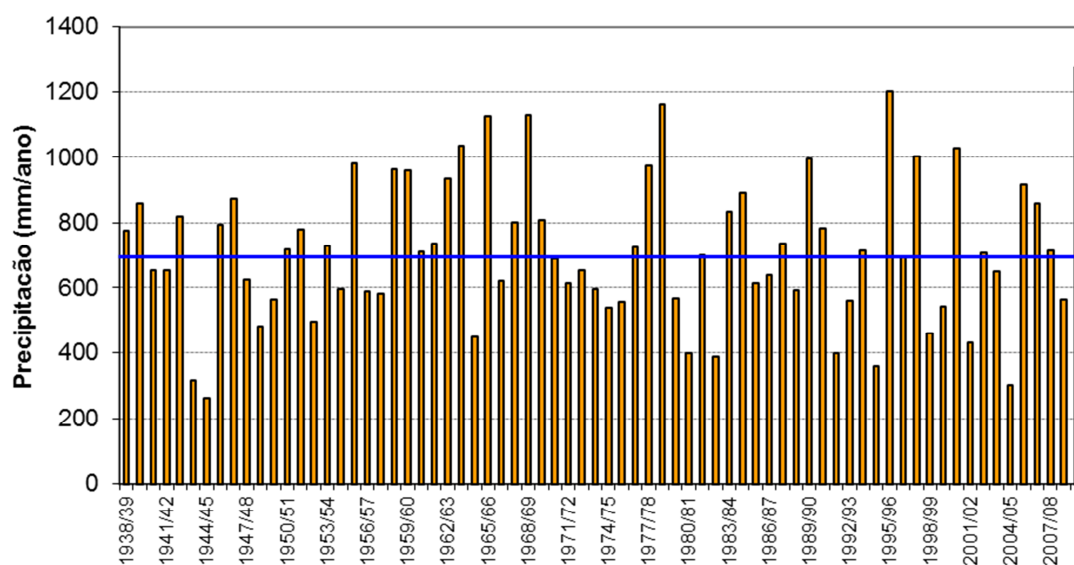
A pluviosidade é um aspeto central quando se abordam questões hidrológicas e hidrogeológicas. O comportamento da água nos solos, seja na zona não saturada ou na zona saturada, está dependente, entre outras, das características pluviométricas da região.

A região a norte de Lisboa enquadra-se, do ponto de vista do regime da precipitação, num clima do tipo mediterrânico, com uma elevada variabilidade à escala interanual e intersazonal. O ciclo sazonal caracteriza-se pela concentração da precipitação entre os meses de outubro e março (Trigo & Da Câmara, 2000).

Na caracterização pluviométrica da área de estudo, utilizaram-se dados de precipitação, registados no período de 1938 a 2010, provenientes da estação meteorológica de São Julião do Tojal (SJT), localizada na Freguesia de Loures. Os registos de precipitação desta estação meteorológica têm sido utilizados em diversos estudos para estabelecer, por exemplo, os limiares empíricos que determinam o momento inicial das manifestações de instabilidade desencadeadas pela precipitação na região a norte de Lisboa (e.g. Zêzere *et al.*, 1999a, 1999b; Zêzere e Rodrigues, 2002).

A precipitação média anual determinada com base nos registos de precipitação de São Julião do Tojal é de 714 mm. Entre 1938/39 e 2009/2010 os valores anuais de precipitação apresentam uma forte variação interanual oscilando entre 263 mm e 1200 mm (Figura 10).

Os valores mínimos e máximos de precipitação mensal indicam também a grande irregularidade intra-anual das precipitações, talvez com exceção dos meses junho, julho e agosto onde a amplitude é inferior (Figura 11).



Nota: linha azul corresponde ao valor médio (714 mm)

Figura 10 – Precipitação anual acumulada na estação de São Julião do Tojal nos anos hidrológicos compreendidos entre 1938/39 e 2009/2010

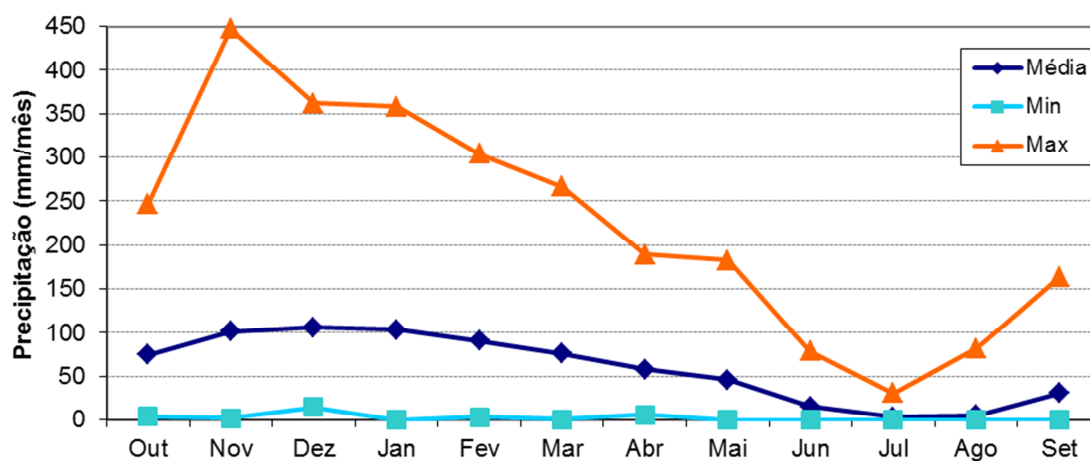
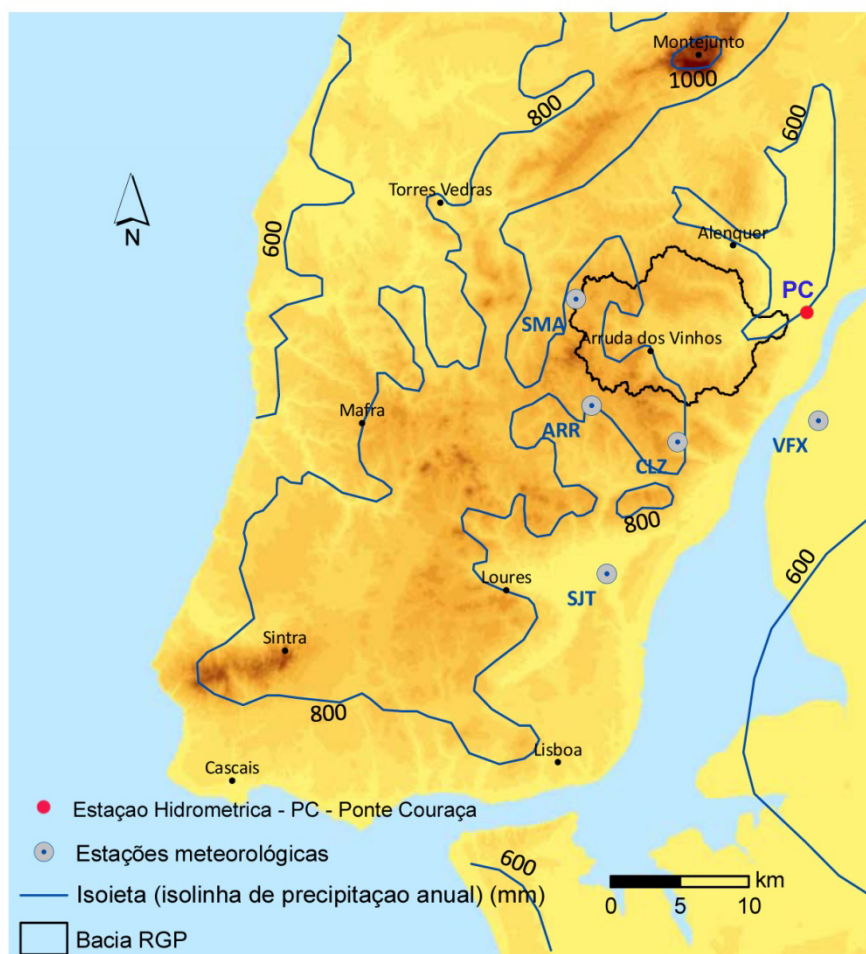


Figura 11 – Média, máximo e mínimo de precipitação mensal acumulada entre 1938/39 e 2009/2010, em São Julião do Tojal

A análise da Figura 12 permite constatar que a pluviosidade anual no interior da bacia do RGP apresenta um decréscimo de W para E, variação intimamente relacionada com as características morfológicas e altimétricas da bacia e áreas envolventes.





Adaptado de Oliveira (2012), por sua vez adaptado de Daveau *et al.* (1977) e Zêzere *et al.* (2008)

Nota: identificação das estações meteorológicas - SJT – São Julião do Tojal; ARR – Arranhó; SMA – Sobral de Monte Agraço; CLZ – Calhandriz; VFX – Vila Franca de Xira, Lezíria

Figura 12 - Distribuição da precipitação média anual (PMA) na Estremadura meridional, para o período 1931-1960

#### 4.1.1.1. Precipitação no ano hidrológico 2009/2010

O inverno de 2009/2010 (dezembro, janeiro, fevereiro) foi classificado em IPMA, I.P. (2010) como um inverno chuvoso a extremamente chuvoso, sendo o 11º com o valor mais alto de precipitação acumulada nos 3 meses desde 1931/32.

Nos boletins climatológicos anuais de 2009 e de 2010 do IPMA, I.P. verifica-se que, no ano hidrológico 2009/2010, para o continente, os meses de novembro, dezembro (de

2009) e janeiro, fevereiro, março, junho (de 2010) apresentam precipitação mensal total superior ao valor normal de referência do IPMA, I.P. para o período 1971-2000.

No boletim de 2010 destaca-se a precipitação ocorrida em Lisboa, nomeadamente aquela registada na estação meteorológica de Lisboa/Instituto Geofísico, 1598 mm, que corresponde ao valor mais elevado registado desde o início da estação em 1870. Também para esta estação, o boletim revela que apenas nos meses de maio, julho, agosto e setembro os valores mensais registados estiveram abaixo do valor normal 1971-2000. Nos restantes meses foram sempre superiores, sendo que em março, fevereiro atingiram-se totais mensais 4 e 3 vezes superiores ao valor normal, respetivamente.

Esta descrição indicada nos boletins climatológicos anuais do IPMA, I.P. encontra paralelismo nos dados da estação meteorológica de referência para este estudo. Como elucidado na Figura 13, na estação de São Julião do Tojal, a precipitação mensal entre dezembro 2009 e junho 2010 é igual ou superior ao percentil 80 do conjunto de dados precipitação mensal entre 1938/39 e 2009/10.

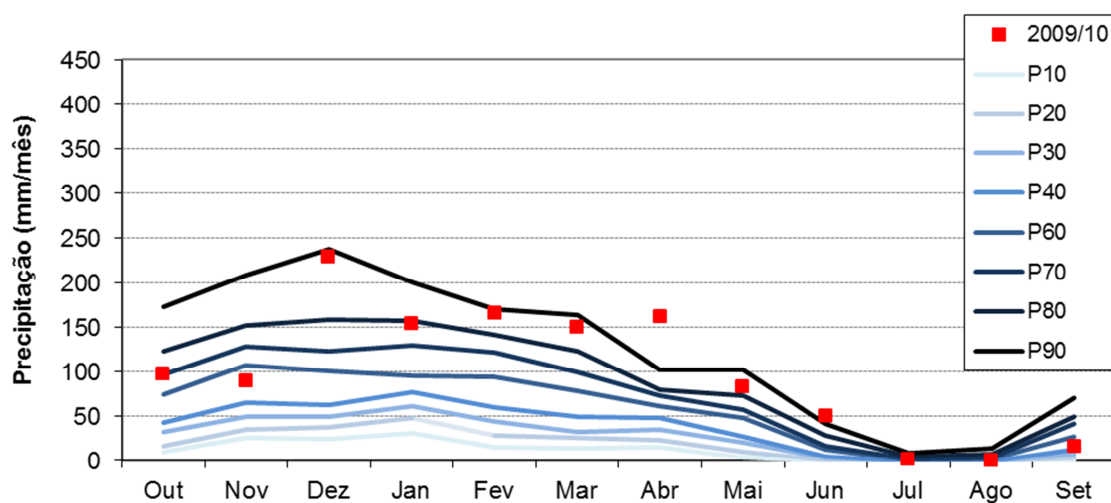


Figura 13 – Percentis da precipitação mensal acumulada entre 1938/39 e 2009/10 e precipitação mensal acumulada para o ano hidrológico de 2009/10, em São Julião do Tojal

## 4.2. Definição e calibração do modelo Visual Balan

Com o objetivo final de conhecer as variações dos teores de água nos terrenos da bacia hidrográfica do RGP, no ano hidrológico de 2009/2010, período em que ocorreram os movimentos de massa em vertente em estudo, utilizou-se um *software* que calcula o balanço hídrico sequencial diário. O Visual Balan v.2.0 (Samper *et al.*, 1999) calcula estes balanços hídricos diários no solo, na zona não saturada e no aquífero, possibilitando também o cálculo diário da posição altimétrica do nível freático assim como dos caudais totais de escoamento superficial da bacia, entre outros.

As principais entradas do balanço são a precipitação, a queda de neve, e a irrigação, enquanto as saídas são o escoamento superficial, a evapotranspiração, a interceção, o fluxo hipodérmico, e a descarga de água subterrânea. O código permite ainda duas opções avançadas:

- Calibração automática (iterativa) de parâmetros do modelo, através da comparação (feita internamente pelo programa) entre resultados do modelo e dados medidos de caudal fluvial e de oscilação do nível freático;
- Análise de sensibilidade dos componentes principais do balanço hídrico através de um elevado número de parâmetros do modelo (cf. Samper *et al.*, 1999).

### 4.2.1. Dados de entrada e de calibração

Previamente ao estabelecimento do balanço hídrico na bacia hidrográfica do RGP para o ano hidrológico de interesse, foi criado o modelo e feita a sua calibração para os anos hidrológicos 1987/88 e 88/89. A justificação para a escolha destes anos hidrológicos para a calibração do modelo prende-se com a disponibilidade dos dados necessários (de entrada e de calibração), para as estações de interesse, no sítio do Sistema Nacional de Informação de Recursos Hídricos (SNIRH) (<http://snirh.pt/>) da Agência Portuguesa do Ambiente, I.P.

Os dados de entrada correspondem a valores diários de precipitação e de temperatura média. Para cada uma destas grandezas foram consideradas médias ponderadas do inverso das distâncias de duas estações meteorológicas próximas da bacia hidrográfica em questão, que continham dados para os referidos anos e que estão

localizadas a cotas altimétricas que traduzem a variabilidade altimétrica da bacia. As estações consideradas foram Arranhó e São Julião do Tojal para a precipitação e esta última e a de Meca para a temperatura (Figura 12 e Tabela 4).

Os dados de calibração aqui usados referem-se aos caudais médios diários de escoamento superficial medidos numa estação hidrométrica, localizada num extremo jusante da bacia - Ponte Couraça (Tabela 4 e Figura 12). Para esta estação e para os anos hidrológicos utilizados, o SNIRH já tinha uma curva de vazão que permitiu converter alturas hidrométricas médias diárias em caudais médios diários.

Estes últimos dados permitem a calibração do modelo através da comparação entre os caudais médios diários totais calculados para a bacia e aqueles reportados no SNIRH para a referida estação.

Tabela 4 – Estações meteorológicas e hidrométricas utilizadas para a obtenção dos dados de entrada e de calibração

<b>Código INAG</b>	<b>Designação</b>	<b>Tipo</b>	<b>Alt. (m)</b>	<b>Distância ao centróide da bacia do RGP (m)</b>
20C/03G	Arranhó	Meteorológica	204	8 020
20C/01C	São Julião do Tojal	Meteorológica	6	18 280
19C/08C	Meca	Meteorológica	196	10 245
19D/05H	Ponte Couraça	Hidrométrica	9	-

#### 4.2.2. Parâmetros do modelo

Os parâmetros necessários para a definição do modelo de balanço hídrico são aqui agrupados em três grupos, que são discutidos em separado nas secções seguintes:

- Parâmetros hidráulicos;
- Parâmetros para o cálculo do escoamento superficial;
- Outros parâmetros e métodos referentes aos solo edáfico (e.g. espessura e humidade inicial; métodos para a determinação da evapotranspiração real e potencial).

A definição dos parâmetros utilizados no modelo foi feita em parte através da consulta a diversas fontes bibliográficas (e.g. Custodio & Llamas, 1983; Cenorplan, 2004; DHV

*et al.*, 2012), mas também através da realização de várias saídas de campo, entre 03 de julho 2013 e 01 de fevereiro 2014, que permitiram, por exemplo:

- Obter informação sobre o comportamento hidráulico do aquífero, nomeadamente através da monitorização dos níveis freáticos em poços de água e da localização de várias nascentes e zonas onde o nível freático interjeta permanentemente a superfície topográfica;
- Observar o escoamento superficial na bacia hidrográfica em diferentes alturas do ano;
- Conhecer a espessura do solo edáfico em várias zonas da bacia.

Esta e outra informação angariada no campo permitiu ganhar maior sensibilidade para a amplitude de variação de alguns dos parâmetros necessários para o modelo de balanço hídrico.

#### 4.2.2.1. Parâmetros hidráulicos

Apenas alguns dos parâmetros hidráulicos necessários para a definição do modelo de balanço hídrico desenvolvido com o programa Visual Balan v.2 estavam disponíveis na bibliografia consultada (*cf.* Tabela 5). Por este motivo, dados em falta como os referentes à condutividade hidráulica foram estimados através de ensaios simples que permitiram determinar um intervalo de variação possível. O coeficiente de esgotamento para a percolação no solo foi determinado através de fórmula específica (Samper *et al.*, 1999). Estes e outros parâmetros para os quais há maior incerteza (*e.g.* coeficiente de esgotamento do fluxo hipodérmico, coeficiente de esgotamento do aquífero) foram posteriormente ajustados através da ferramenta de calibração automática de parâmetros do Visual Balan, usando os dados de caudal fluvial medidos, acima referidos.

As **características pedológicas** necessárias ao modelo, a capacidade de campo (CC) e o ponto de emurchecimento (PE) do solo edáfico, foram retirados de DHV *et al.* (2012). Considerou-se os dados referentes à estação de Alcobaça (Est. Frut.), ou seja, CC 36% e como PE 21%. Das estações meteorológicas reportadas no referido Plano de Gestão da Região Hidrográfica, optou-se por considerar os dados referentes àquela estação porque localiza-se numa zona relativamente próxima e geologicamente semelhante àquela que domina a bacia do Rio Grande da Pipa.

Para a aferição da amplitude de valores dentro da qual pode variar a **condutividade hidráulica do solo edáfico** na área em estudo, foi considerada informação dada pelo proprietário do terreno onde ocorreu um dos movimentos de massa em vertente estudados no Capítulo 6 (Deslizamento do Espogueiro), e onde se localizam 4 dos 8 poços de água estudados.

O proprietário refere que das várias vezes que extraiu toda a água do seu poço para rega, este recuperou o nível original em cerca de 48 h. Convém dizer que, segundo o proprietário, o nível freático deste poço está, desde a sua construção, à altura da cota topográfica do terreno. Este facto foi testemunhado pelo autor nas várias saídas de campo efetuadas ao local, a propósito deste trabalho (Fotografia 2).

Considerando esta informação e as dimensões do poço (profundidade de 2,32 m e raio de 0,78 m), e assumindo que a secção atravessada pela água do aquífero quando este transfere água para o poço corresponde à área das paredes do poço, obteve-se um valor aproximado de condutividade de cerca de  $2 \times 10^{-4} \text{ cm/s}$ .



Nota: fotografia de 05/10/2013

Fotografia 2 – Poço de água localizado na zona onde se instalou previamente a cicatriz principal do deslizamento do Espogueiro

Trata-se de uma estimativa indicativa do valor da condutividade porque, por um lado é espectável que o cone de rebaixamento nesta extração de água tenha um perímetro maior que o perímetro do poço de água (o que contribuiria para um valor de condutividade menor que o estimado) e, por outro lado, ao não considerar o efeito de armazenamento no poço, o valor agora estimado pode ser algo superior ao valor

efetivo da condutividade hidráulica do aquífero. Note-se que esta extração de água subterrânea provoca uma descida do nível freático entre a superfície topográfica e pouco mais de 2 m de profundidade, dados que expressam especialmente o comportamento hidráulico da zona mais superficial do aquífero.

Outra estimativa da condutividade hidráulica destes terrenos foi feita considerando a oscilação do nível freático em dois poços (poço nº4 – Figura 42 e poço nº8 – Figura 55) e a precipitação ocorrida durante essa oscilação num espaço de tempo de 22 dias.

A primeira medição do nível freático nos poços foi feita a 14 de setembro 2013, após várias semanas sem a ocorrência de precipitação. Durante os 22 dias seguintes a estação meteorológica de Lisboa<sup>2</sup> do IPMA, I.P. registou uma precipitação acumulada de 117 mm. No dia 05 de outubro 2013 foram novamente medidos os níveis freáticos nos mesmos poços. A diferença entre o volume resultante da subida do nível freático em cada poço e o volume de precipitação que terá caído diretamente nos poços indica que estes terão acumulado água temporariamente, que foi depois transferida para o aquífero (Figura 14). Esta dedução pode estar afetada pela incerteza associada aos quantitativos de precipitação que terão efetivamente ocorrido na zona da Arruda dos Vinhos durante o período os referidos 22 dias, uma vez que foi considerada uma estação meteorológica localizada a mais de 20 km.

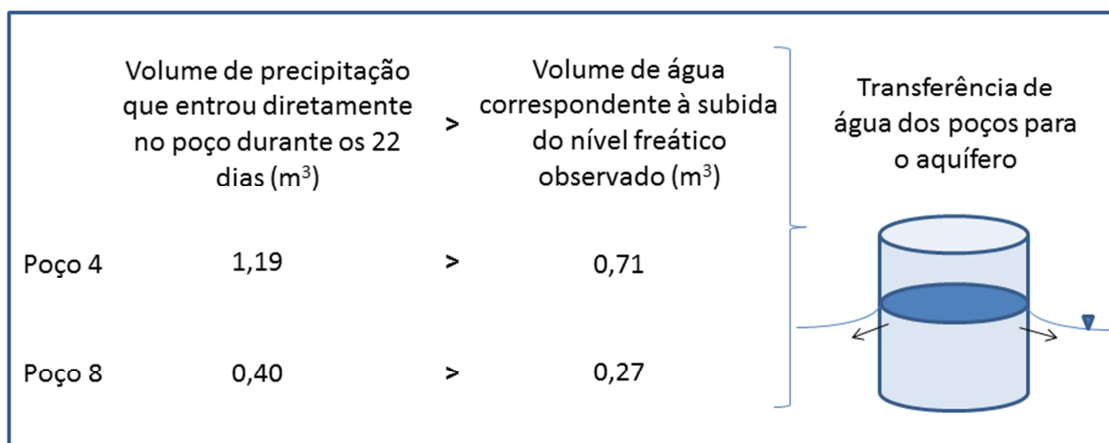


Figura 14 – Determinação do sentido do fluxo de água entre os poços estudados e o aquífero entre 14 de setembro e 5 de outubro de 2013

<sup>2</sup> Trata-se da estação meteorológica mais próxima da área de estudo com dados disponíveis para o período em causa, uma vez que a manutenção das estações meteorológicas da APA com interesse (aquelas usadas no modelo de balanços hídricos) está suspensa desde meados de março de 2010 até pelo menos a data em questão (out. 2013), pelo que estes dados não estão disponíveis ao público.

A partir destes dados e das dimensões dos poços estudados, calculou-se o volume de água dado pelo poço ao aquífero, a taxa de drenagem na descida do nível de água em cada poço e um valor aproximado da transmissividade do aquífero. Para efeitos de cálculo, considerou-se que toda a água da precipitação caiu de uma só vez nos poços, e portanto o nível de água dos poços terá subido 11,7 cm devido à queda dos 117 mm de precipitação. A partir deste pressuposto estimou-se a condutividade hidráulica na situação de cada poço. O valor indicativo da condutividade hidráulica obtida para os dois poços é de **1 X10<sup>-5</sup> cm/s** (valor médio para os dois poços estudados).

Os valores de condutividade determinados por ambos os métodos encontram-se dentro da gama de valores reportados em Custodio & Llamas (1983) para os materiais siltosos. De acordo com a classificação de Terzaghi & Peck (1967) (*in* Matos Fernandes, 1994), ambos os valores retratam um solo com grau de permeabilidade baixo (entre 10<sup>-5</sup> e 10<sup>-7</sup> m/s).

Os dois valores de condutividade hidráulica determinados parecem em concordância pois os poços utilizados na segunda estimativa são mais profundos (poço nº4 - Tabela 9 e poço nº8 - Tabela 13) e as oscilações do nível freático ocorreram a maiores profundidades no solo onde este supostamente se encontra mais compactado e deste modo as condutividades serão expectavelmente menores.

Como o que se pretende usar no Visual Balan v.2 é a permeabilidade do solo edáfico, resolveu usar-se o primeiro valor determinado (2 X 10<sup>-4</sup> cm/s). No entanto, ao realizar a calibração automática do modelo de balanço hídrico obtém-se um valor de condutividade hidráulica do solo edáfico de 3 X 10<sup>-4</sup> cm/s, valor que apesar de representar um aumento de 50% relativamente ao valor medido, será um incremento pequeno tendo em conta que a condutividade hidráulica varia entre várias ordens de grandeza.

Ainda relativamente aos parâmetros hidráulicos, o modelo necessita dos seguintes coeficientes:

- Coeficiente de escoamento do fluxo hipodérmico;
- Coeficiente de esgotamento do aquífero;
- Coeficiente de esgotamento para a percolação;
- Coeficiente de armazenamento.



Os dois primeiros coeficientes foram determinados por calibração. O coeficiente de esgotamento para a percolação ( $\alpha_h$ ) foi estimado através da expressão dada em Samper *et al.* (1999):

$$\alpha_h = K_v / p \times m_{ns} \text{ (eq. 1)}$$

Na equação 1,  $K_v$  refere-se à condutividade hidráulica vertical,  $p$  à distância entre o nível suspenso e o nível freático regional e  $m_{ns}$  à porosidade drenável da zona não saturada.

Tabela 5 – Parâmetros hidráulicos definidos para o modelo de balanço hídrico desenvolvido com o Visual Balan v.2

Componente do ciclo hidrológico	Parâmetro	Valor usado	Fonte
Solo Edáfico	Capacidade de campo (% de volume)	36	DHV <i>et al.</i> (2012)
	Ponto de Emurchecimento (% de volume)	21	DHV <i>et al.</i> (2012)
	Condutividade hidráulica (cm s <sup>-1</sup> )	3,0 X 10 <sup>-4</sup>	Valor estimado e ajustado por calibração
Zona não saturada	Coefficiente de esgotamento do fluxo hipodérmico (dias <sup>-1</sup> )	0,32	Valor obtido por calibração
	Condutividade hidráulica vertical (cm s <sup>-1</sup> )	3,2 X 10 <sup>-5</sup>	Valor estimado e ajustado por calibração
	Coefficiente de esgotamento de percolação (dias <sup>-1</sup> )	0,26	Valor estimado e ajustado por calibração
Aquífero	Coefficiente de esgotamento do aquífero (dias <sup>-1</sup> )	8,2 X 10 <sup>-3</sup>	Valor obtido por calibração
	Coefficiente de armazenamento (adimensional)	0,14	Pimenta (2011) e Custodio & Llamas (1983)

Considerando que a compactação natural do solo tende a diminuir a conectividade e amplitude dos poros na direção vertical, considerou-se que a condutividade vertical é uma ordem de grandeza inferior àquela obtida como condutividade horizontal. Como  $p$  considerou-se o valor 0,8 m tendo em conta as oscilações verificadas nos poços estudados e o valor regional de oscilação obtido em diversas simulações prévias à simulação final. Como  $m_{ns}$  considerou-se uma média entre o valor de porosidade efetiva determinada em Pimenta (2011) para as margas das Camadas da Abadia –

12,7% e o valor médio para arenitos, reportado em Custodio & Llamas (1983) – 15%. O coeficiente de esgotamento para a percolação obtido foi de  $0,26 \text{ dia}^{-1}$ .

Como coeficiente de armazenamento utilizou-se a porosidade efetiva indicada no parágrafo anterior. Em aquíferos freáticos, o coeficiente de armazenamento corresponde à porosidade efetiva (Lencastre & Franco, 2006).

#### 4.2.2.2. Parâmetros para o cálculo do escoamento superficial

O escoamento superficial foi determinado através do método dos números de curva. Os números de curva são coeficientes que definem o comportamento hidrológico da bacia em relação aos aguaceiros, ou seja, determinam a capacidade para produzir escoamento a partir de um determinado aguaceiro. Quanto maior é o número, maior é o volume de escoamento direto que produz o aguaceiro. A popularidade deste método deve-se à falta de melhores alternativas de uso fácil (Hjelmfelt, 1991), embora tenha sido posto em causa por Garen & Moore (2005) e discutido por Walker & Shaw (2005) pela sua fraca base física. As vantagens do método do número de curva incluem a sua simplicidade, previsibilidade, estabilidade, no facto de basear-se num único parâmetro (o número de curva) e na sua capacidade de resposta a importantes propriedades produtoras de escoamento superficial nas bacias hidrográficas (Ponce & Hawkins, 1996).

A determinação dos números de curva para a bacia do Rio Grande da Pipa passou pela sintetização da carta de ocupação do solo nesta área (Tabela 6). O valor da média ponderada obtida a partir dos dados da referida tabela é de 81,3. No entanto, o ajuste automático do modelo tendeu sempre a diminuir este valor. No final foi considerado o valor de 73,8. A justificação para este valor mais baixo pode estar relacionada com as outras classes agrícolas que não foram consideradas e que respondem a cerca de 30% das áreas agrícolas da bacia.

#### 4.2.2.1. Outros parâmetros e métodos utilizados

Como **humidade inicial do solo edáfico** foi considerada a informação relativa à humidade dos depósitos de cobertura constantes em Cenorplan (2004) e que foi sumariada no Capítulo 3. As análises referidas indicam teores de humidade sempre

acima dos 20% nas várias amostras referentes aos depósitos de cobertura analisadas (valor médio de 23% em 6 amostras analisadas). Estas amostras foram colhidas e analisadas em março de 2004, ou seja, numa altura do ano em que provavelmente os teores de humidade no solo serão mais elevados relativamente ao início do ano hidrológico. Considerou-se 21% como a humidade inicial do solo a 01 out. 1987 porque o modelo tendeu sempre a aumentar os valores de humidade inicial, através da calibração, quando se consideravam valores inferiores a 20%. Pelo mesmo motivo, este mesmo valor foi depois considerado para o ano hidrológico 2009/10.

Tabela 6 – Síntese da ocupação do solo<sup>+</sup> na bacia hidrográfica do Rio Grande da Pipa e número de curva considerado para cada classe de ocupação de solo

Ocupação do solo	%	Nº de Curva*	Observações*
Áreas agrícolas	83,9	81	Média obtida para as principais classes (sequeiro, regadio e vinha) que explicam 70% das áreas agrícolas
Áreas artificiais	3,5	92	Zonas com superfície dura e com solo D (impermeáveis)
Floresta	6,3	77	Lotes de bosques, com declives > 1% e com solo C
Meios seminaturais	6,4	84	São zonas de matos, zonas arbustivas altas ou florestas degradadas - bosques naturais ralos com solos do tipo D
<b>Média ponderada</b>		81,3	

\* Com base em Sampler *et al.* (1999); <sup>+</sup> retirado da COS'90 (Carta de Ocupação do Solo) do Instituto Geográfico Português

Relativamente à **espessura de solo edáfico** (onde ocorrem processos de evaporação e transpiração), foram igualmente consultados os dados constantes em Cenorplan (2004) e sumariados no Capítulo 3. Para a determinação da espessura média do solo edáfico na bacia hidrográfica do RGP foi determinada a média das espessuras dos depósitos de cobertura encontrados em sondagens e poços, ponderada pela representatividade das diferentes litologias que afloram na bacia (cf. Capítulo 2). O valor médio determinado foi de 1 m, no entanto, este valor foi alterado para 1,3 m durante a calibração do modelo de balanço hídrico da bacia do RGP. Os conceitos de solo edáfico e depósito de cobertura não correspondem ao mesmo, no entanto, podem relacionar-se uma vez que os depósitos de cobertura são definidos pela presença de raízes e restos vegetais, o que leva a supor que, neste contexto, solo edáfico engloba os depósitos de cobertura.

Para a determinação da **evapotranspiração potencial (ETP)** usou-se o método de Thornthwaite, para a determinação da **evapotranspiração real (ETR)** utilizou-se o

método de Penman-Grindley e para o cálculo da **recarga em trânsito diferida** foi usado o método da curva logística.

### 4.2.3. Resultados

A partir dos parâmetros enunciados anteriormente, o Visual Balan v.2 calculou para os dois anos hidrológicos em causa (1987/88 e 1988/89) os caudais totais diários da bacia do RGP, realizou o balanço hídrico anual para esta bacia hidrográfica, e calculou as variações diárias do nível freático regional, da humidade do solo (conteúdo de água armazenada no solo) e da altura de água no solo (excesso de água no solo após a humidade do solo atingir o valor da porosidade do mesmo).

#### 4.2.3.1. Caudais totais diários da bacia (calibração)

A relação entre os caudais diários medidos na ponte da Couraça (dados do SNIRH) e aqueles calculados pelo modelo corresponde a uma reta com um coeficiente de determinação ( $R^2$ ) de 0,65 (Figura 15). Note-se que os caudais totais de uma bacia hidrográfica são o resultado final de todos os processos do ciclo hidrológico envolvidos na mesma. Deste modo, considera-se que a reprodução dos caudais totais para a bacia hidrográfica do RGP, feita pelo modelo Visual Balan v.2, foi muito razoável, face à simplicidade do modelo, onde a bacia hidrográfica com uma área de 110 km<sup>2</sup> foi simulada sem divisões de sub-bacias.

A análise da Figura 16 permite constatar que a reprodução dos caudais totais foi menos satisfatória para as situações de pico de cheia, no entanto, não se verifica um padrão consistente de sobreestimação ou subestimação. São claramente *outliers* do ponto de vista do cálculo que poderão estar relacionados com diferenças regionais dos registos de precipitação, ou seja, ter chovido mais ou menos na bacia hidrográfica do RGP face aos registos das estações de S. Julião do Tojal e de Arranhó, as que foram utilizadas para as entradas de precipitação do modelo.

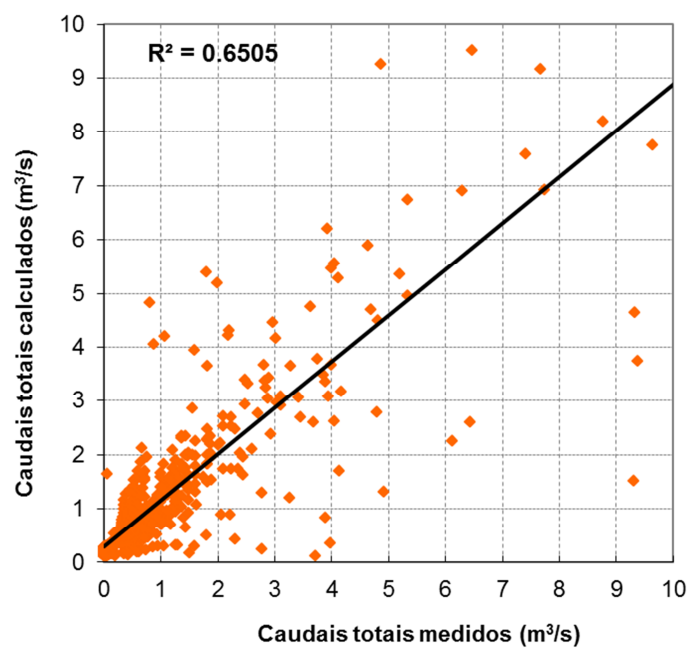


Figura 15 - Relação linear entre Caudais totais calculados e caudais medidos diariamente na ponte da Couraça entre 10/1987 e 09/1989

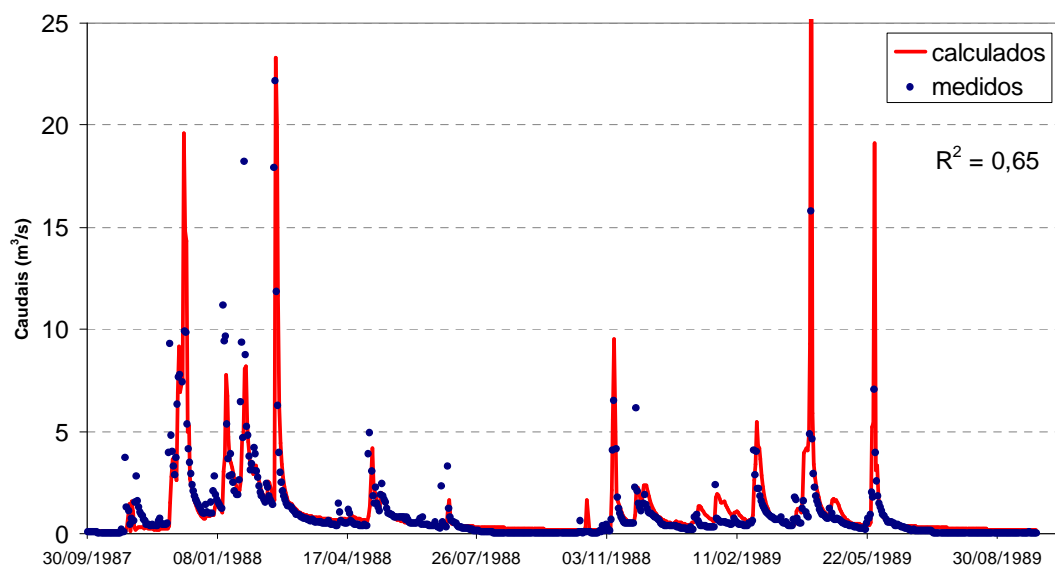


Figura 16 - Caudais totais calculados e caudais medidos diariamente na ponte da Couraça entre 10/1987 e 09/1989

#### 4.2.3.2. Balanço hídrico

A partir dos parâmetros enunciados anteriormente, o Visual Balan v.2 realizou o balanço hídrico anual para a bacia hidrográfica do RGP nos anos hidrológicos de 1987/88 e 1988/89 (Figura 17). Verifica-se que a ETR domina os fluxos hídricos (Figura 18), sendo que mais de metade da água que caiu na bacia sob a forma de precipitação retorna à atmosfera através da evapotranspiração.

O fluxo hipodérmico, igualmente designado por fluxo sub-superficial, parece ser também importante no contexto geral da bacia, com cerca de 20% dos fluxos hídricos. Considerando a baixa permeabilidade das formações que compõem grande parte da bacia, o elevado fluxo hipodérmico parece refletir a importância das camadas de arenito e de calcário, que intercalam as espessas camadas de margas no Complexo da Abadia ou nas outras formações jurássicas, como zonas preferenciais de circulação de água, relativamente ao material envolvente.

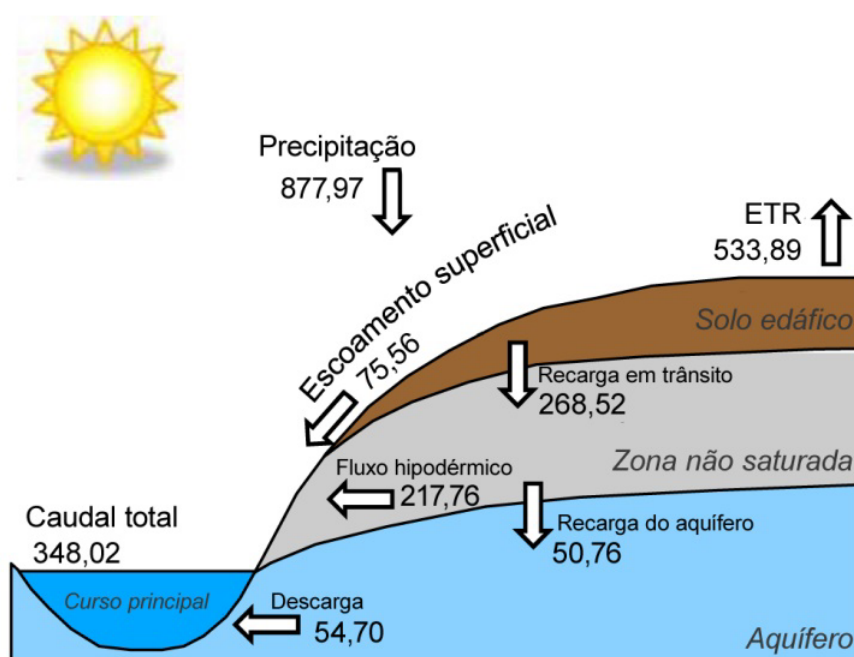


Figura 17 - Balanço hídrico anual (em mm/ano) da bacia do Rio Grande da Pipa calculado através do Visual Balan v.2 (Samper *et al.*, 1999), e usando dados relativos aos anos hidrológicos 1987/88 e 1988/89

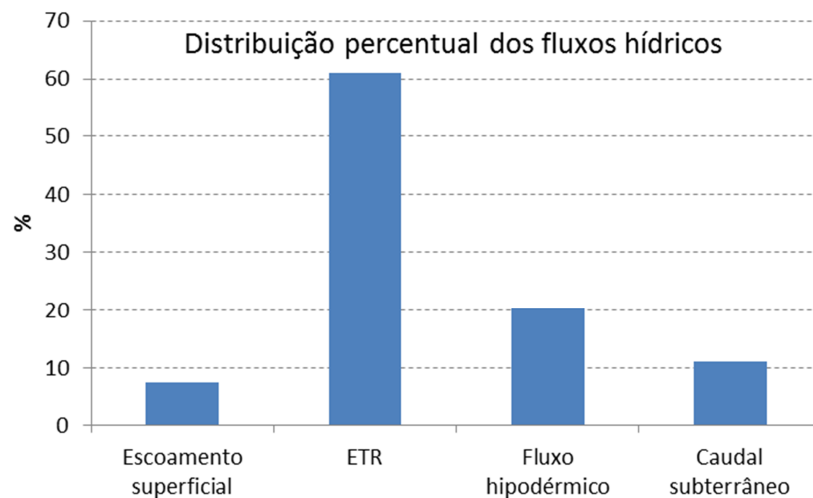


Figura 18 - Distribuição percentual dos fluxos hídricos na bacia do Rio Grande da Pipa calculados através do Visual Balan v.2 (Samper *et al.*, 1999), e usando dados relativos aos anos hidrológicos 1987/88 e 1988/89

Os resultados respeitantes ao balanço hídrico podem ser comparados com aqueles reportados no Plano de Gestão da Região Hidrográfica do Tejo - DHV *et al.* (2012), especialmente porque a precipitação média nos anos estudados (878 mm) está próxima daquela que se considera a precipitação média para a região (secção 4.1.1).

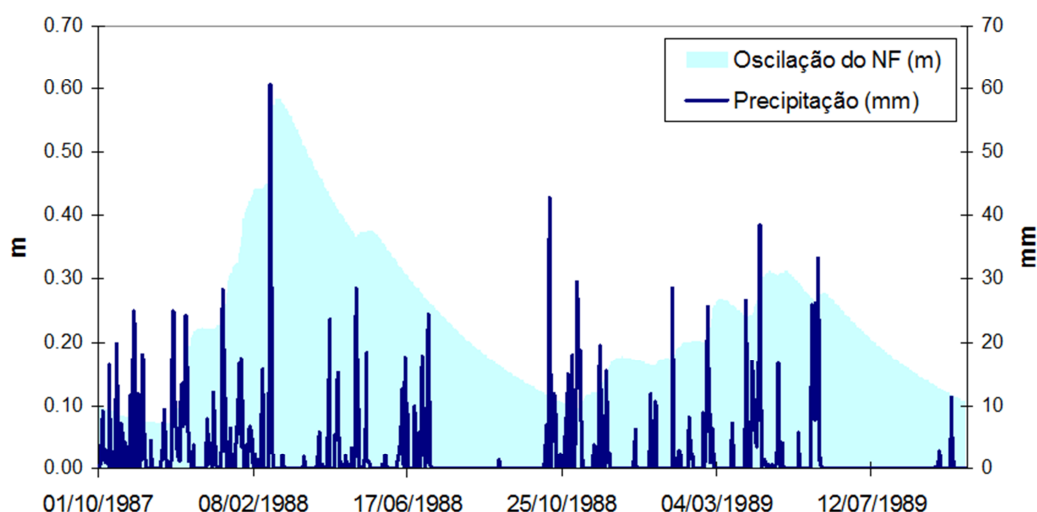
No referido Plano, para a Estação de S. Julião do Tojal, entre 1961 e 1990, é reportada uma precipitação anual média de 742 mm e uma ETR anual média de 457 mm. Este valor corresponde a 62% da precipitação média anual. No modelo aqui desenvolvido a percentagem da ETR média anual relativa à precipitação anual é de 61%. Apesar da semelhança dos valores, note-se que os dados meteorológicos aqui usados não se referem apenas à estação de S. Julião do Tojal mas a médias ponderadas entre esta estação e a de Arranhó, que está mais próxima da bacia hidrográfica do RGP.

O valor de recarga anual média da massa de água subterrânea “Orla Ocidental Indiferenciado da Bacia do Tejo” (*cf.* secção 2.5) entre 10/1989 e 09/2009 reportada em DHV *et al.* (2012) é de 64 mm. Sendo o valor de precipitação anual média para a área ocupada por esta massa de água de 744 mm, a percentagem da recarga relativamente à precipitação é de 9%. No modelo aqui desenvolvido, e para os dois anos hidrológicos analisados, a percentagem da recarga relativamente à precipitação corresponde a 11%. Estes valores são semelhantes apesar da bacia hidrográfica do RGP corresponder apenas a uma pequena parte (8%) da referida massa de água subterrânea.

#### 4.2.3.3. Oscilações do nível freático

O modelo Visual Balan permite o cálculo da oscilação diária do nível freático. Neste caso, trata-se de um cálculo simplista que considera o aquífero como um reservatório de nível único em toda a bacia e que apresenta recarga e descargas a um dado nível limite. Tendo em conta a extensão e a complexidade geológica da bacia hidrográfica estudada, o modelo apenas infere a oscilação regional do nível freático e não especificamente a oscilação para um dado local.

A Figura 19 revela a oscilação do nível freático obtida para os anos hidrológicos de 1987/88 e 1988/89. A oscilação máxima durante estes dois anos hidrológicos foi de cerca de 0,60 m, tendo sido atingido o valor máximo alguns dias após um evento de precipitação em que foram registados cerca de 60,6 mm, apenas num dia (22 Feb. 1988).



Nota: os valores de nível freático (NF) não são relativos ao nível médio do mar mas a um valor do nível freático regional um pouco inferior àquele obtido inicialmente no ano hidrológico

Figura 19 – Precipitação e oscilação do nível freático regional (calculada no modelo de balanço hídrico) na bacia hidrográfica no Rio Grande da Pipa, entre 10/1987 e 09/1989

### 4.3. Balanço hídrico no ano hidrológico 2009/10

O ano hidrológico de 2009/10 é aquele que apresenta mais interesse para o presente estudo pois foi durante este período que ocorreram os movimentos de massa em vertente aqui estudados. Foi também feita a análise do balanço hídrico no ano



hidrológico 2008/09 para se ter conhecimento das condições hidrológicas que antecederam o ano hidrológico em estudo, no entanto, por uma questão de síntese este resultados não são apresentados na tese.

Como já referido na secção 4.1.2, o ano hidrológico 2009/10 foi excepcional no que diz respeito à precipitação. O valor anual determinado para a bacia hidrográfica do Rio Grande da Pipa no referido ano hidrológico (1276 mm) atinge quase o dobro do valor de precipitação média anual para a estação de S. Julião do Tojal (~700 mm).

Neste ponto são apresentados os resultados do modelo calibrado, nomeadamente os balanços hídricos (Figura 20) e as oscilações do nível freático regional (Figura 21), agora para o ano hidrológico 2009/10. Os balanços hídricos para este período corresponderam a:

- ETR (40%);
- fluxo hipodérmico (28%);
- escoamento superficial (18%);
- descarga subterrânea (14%).

As duas principais vias de fluxo para a precipitação (ETR e fluxo hipodérmico) continuam a ser as mesmas, relativamente àquilo que tinha sido obtido para os anos hidrológicos de 1987/88 e 1988/89, embora a importância geral da ETR tenha diminuído em cerca de 12%. Verifica-se também uma inversão de importâncias entre o escoamento superficial e a descarga subterrânea. Será esperado que, em anos mais chuvosos, como no ano hidrológico de 2009/10, o escoamento superficial ganhe importância relativamente às descargas subterrâneas. Provavelmente durante este ano hidrológico ocorreu um maior número de situações em que as intensidades mais elevadas de precipitação (quantidade/duração) registada terá superado a capacidade de infiltração de água no solo, ficando esta água que não se infiltra disponível para o escoamento superficial.

Para este ano hidrológico, a relação entre a ETR e a precipitação e entre a recarga e a precipitação não estão tão próximas aos valores médios apresentados em DHV *et al.* (2012) porque na realidade tratou-se de um ano atípico em termos de precipitação, como já referido atrás.

Como esperado, os elevados quantitativos de precipitação registados manifestam-se também em maiores oscilações do nível freático regional. Conforme apresentado na

Figura 21, o modelo hidrológico revela uma oscilação do nível freático regional que atinge um incremento máximo de quase 0,8 m entre 08 e 19 de março de 2010, relativamente ao valor mínimo obtido no final do ano hidrológico anterior. Este último valor foi estimado correndo o modelo para os dois anos hidrológicos de 2008/09 e 2009/10.

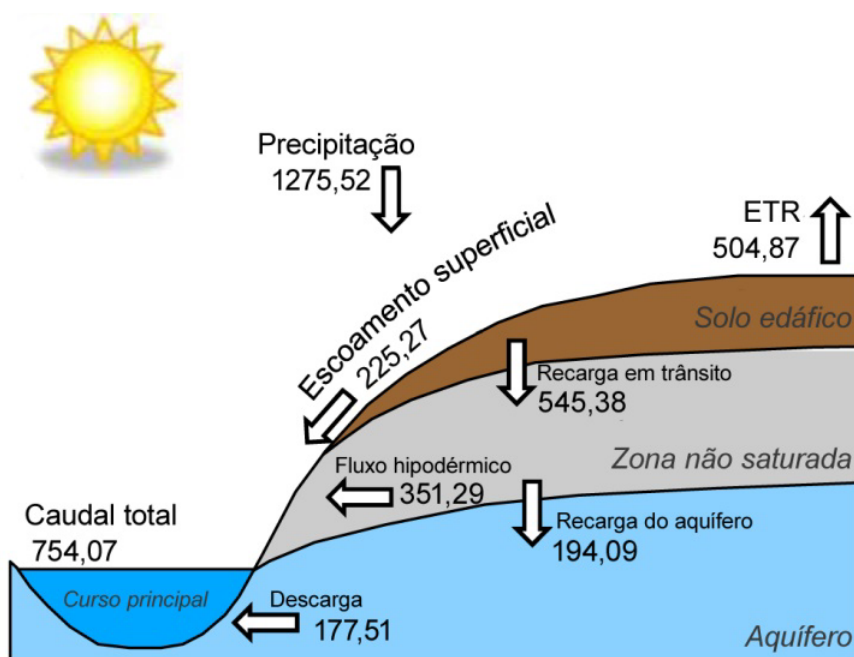


Figura 20 – Balanço hídrico anual (em mm/ano) da bacia do RGP para o ano hidrológico 2009/10

No ano hidrológico de 2009/10, o nível freático regional parece ter atingido três máximos, o primeiro a 18 de janeiro, o seguinte a 11 de março e finalmente a 23 de abril, todos referentes ao ano 2010.

A comparação entre a precipitação acumulada em cada evento de precipitação e a resposta do aquífero livre revela que existe um desfasamento de cerca de 5 dias entre o momento em que se alcança metade da precipitação acumulada num evento e o máximo do nível freático regional, que ocorre em resposta a esse evento de precipitação. Neste contexto considerou-se “evento de precipitação” como um período de vários dias seguidos com precipitação diária superior a 1 mm.

Este desfasamento foi verificado em vários momentos, registados acima dos 300 mm de precipitação cumulativa, momento a partir do qual o nível freático regional parece começar a responder à precipitação de forma mais evidente (Figura 21).

Apresentam-se aqui dois exemplos que refletem o referido desfasamento. O primeiro refere-se ao período entre 11 e 17 de janeiro de 2010, durante o qual foram registados 95 mm de precipitação, considerando o registo ponderado entre a S. Julião do Tojal e Arranhó. Tendo em conta a precipitação cumulativa, metade da precipitação acumulada neste evento (~47 mm) foi atingida no dia 13 de janeiro. O nível freático atingiu o valor máximo para este período de precipitação 5 dias depois, a 18 de janeiro de 2010, conforme elucidado na Figura 22.

O outro exemplo refere-se ao período entre 3 e 9 de março de 2010, quando se atingiu o valor máximo do nível freático regional do ano hidrológico em análise. Durante este evento de precipitação caíram 112 mm de água. Considerando a precipitação cumulativa, metade da precipitação acumulada neste evento (56 mm) foi atingida no dia 6 de março. Da mesma forma que no exemplo anterior, o nível freático atingiu o valor máximo para este período de precipitação 5 dias depois, a 11 de março de 2010 (Figura 23).

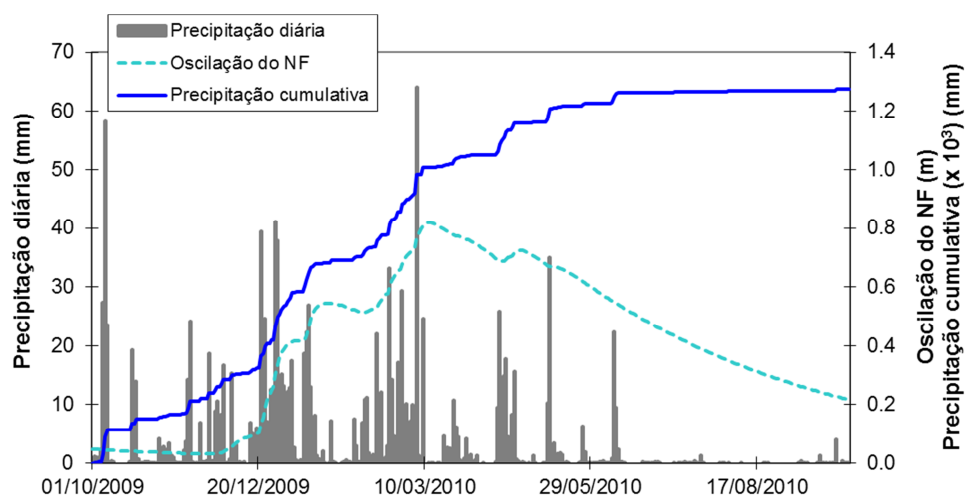


Figura 21 - Precipitação e oscilação do nível freático regional na bacia hidrográfica no RGP, de acordo com o Visual Balan v.2

Estes 5 dias de desfasamento entre o tempo médio de um evento de precipitação e o incremento máximo do nível freático refletem o tempo da resposta hidrodinâmica do aquífero a eventos de precipitação. Num evento em que a maior parte da precipitação

ocorra na segunda metade do mesmo, assume-se que os resultados sejam iguais, no entanto, esta situação não pode ser verificada.

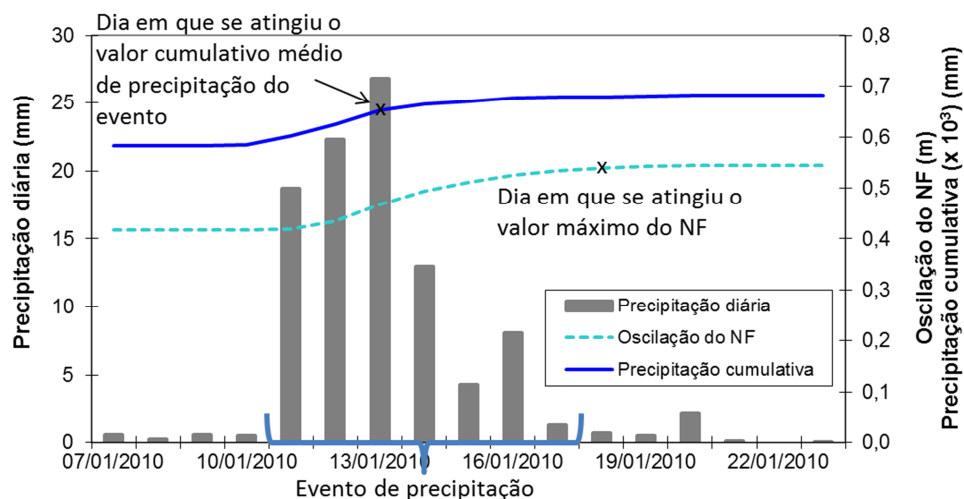


Figura 22 – Relação entre a precipitação acumulada e a oscilação do nível freático regional para o evento de precipitação entre 11 e 17 de janeiro de 2010

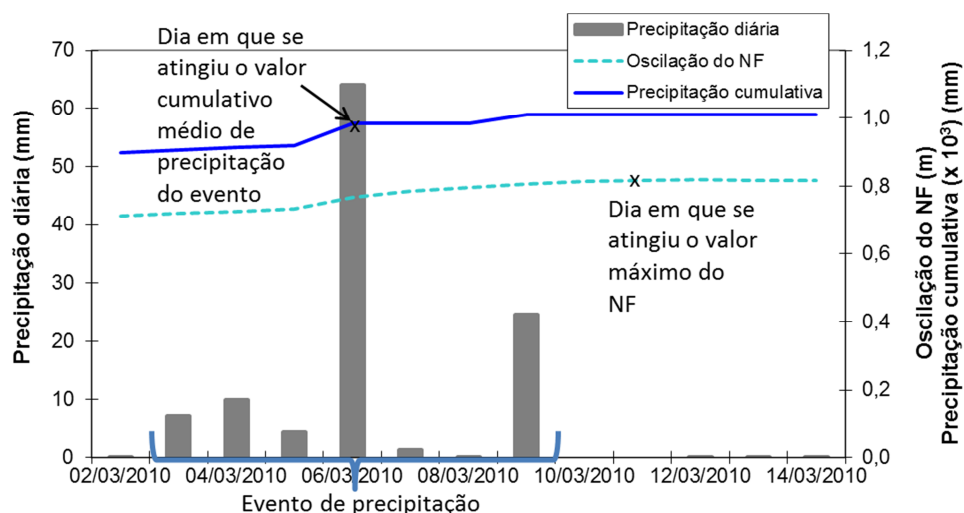


Figura 23 - Relação entre a precipitação cumulativa e a oscilação do nível freático regional para o evento de precipitação entre 3 e 9 de março de 2010

A resposta hidrodinâmica do aquífero indicada refere-se aos eventos de precipitação que ocorrem após terem já caído quantidades de água suficientes para que os compartimentos superiores dos terrenos (solo edáfico e zona não saturada) permitam a recarga do aquífero de forma contínua. Neste caso a precipitação acumulada necessária para que este transporte efetivo ocorra parece ser por volta dos 300 mm (Figura 21).

## **5. Movimentos de massa em vertente ocorridos no ano hidrológico 2009/10**

### **5.1. Análise aos movimentos de massa em vertente ocorridos no ano hidrológico 2009/10**

Em Oliveira (2012) foram inventariados 254 movimentos de massa em vertente na Bacia do Rio Grande da Pipa no ano hidrológico 2009/2010, mais concretamente entre novembro e abril (Figura 24). Numa adaptação recente à classificação dos deslizamentos em função da profundidade a que se encontra a superfície de rotura, proposta por Záruba & Mencl (1982), o autor distingue os seguintes movimentos de massa em vertente:

- 167 superficiais (profundidade da superfície de rotura < 1,5 m);
- 74 intermédios (profundidade da superfície de rotura entre 1,5 e 5 m);
- 13 profundos (profundidade da superfície de rotura > 5 m).

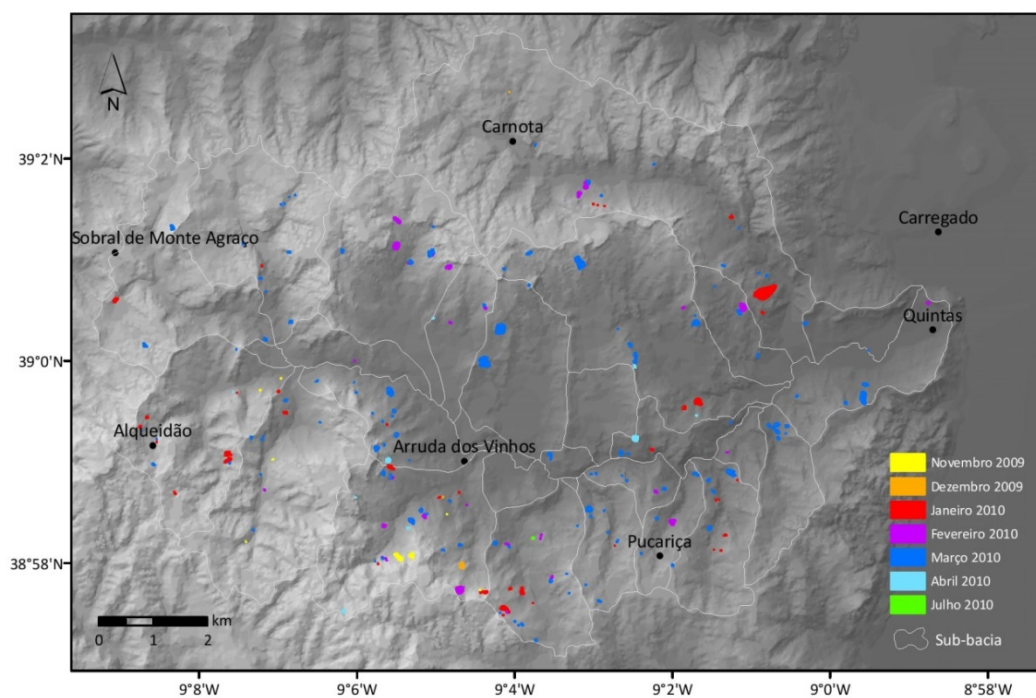
Apesar de serem menos frequentes, os movimentos de massa em vertente profundos e intermédios correspondem a 76% da área instabilizada, enquanto os superficiais correspondem apenas a 24%.

A partir deste inventário foram escolhidos os deslizamentos do tipo translacional e rotacional, excluindo aqueles cujo material afetado foi classificado como detritos ou rochas, ou que ocorreram em zonas identificadas como aterros, muros de suporte e por sapamento lateral.

Desta seleção resultaram 182 deslizamentos identificados na referida bacia hidrográfica, que são analisados de seguida quanto:

- À fisionomia da superfície de rotura:
  - rotacional (R)
  - translacional (T)
- À profundidade máxima da superfície de rotura:
  - superficial (< 1,5 m) (S)
  - intermédia (1,5 – 5 m) (I)
  - profunda (> 5 m) (P)
- À litologia onde ocorreram:
  - Complexo das Camadas da Abadia (Ab);

- Formação de Amaral (Am)
- Complexo Pteroceriano (Pt)
- Ao local da vertente afetada; o comprimento da vertente foi dividida em três partes iguais e cada deslizamento foi classificado de acordo com a localização da maior parte da área afetada:
  - Base – terço inferior da vertente (B)
  - Zona intermédia – terço intermédio da vertente (M)
  - Topo – terço superior da vertente (T)



Fonte: Oliveira (2012)

Nota: O referido autor não conseguiu inferir a data de ocorrência do movimento registado em julho de 2010

Figura 24 - Inventário do evento de 2009/10 com a totalidade dos 254 movimentos de vertente identificados a partir de trabalho de campo, separados por mês de ocorrência

Pela análise da Tabela 7 pode concluir-se que, na bacia hidrográfica do RGP, durante o ano hidrológico de 2009/10 e em contexto de deslizamentos em encostas naturais:

- 76% dos deslizamentos são do tipo rotacional;
- 64% dos deslizamentos são superficiais;
- 76% dos deslizamentos ocorreu no Complexo das Camadas da Abadia;
- 40% dos deslizamentos ocorreu no terço inferior da vertente (base);
- Não foram identificados:

- + deslizamentos translacionais profundos;
- + deslizamentos translacionais intermédios no Complexo Pteroceriano;
- + deslizamentos rotacionais profundos no Complexo Pteroceriano.

Tabela 7 – Percentagem de deslizamentos com adições sucessivas das diferentes características consideradas

Fisionomia da Superf. Rotura	%	Prof. da Sup. Rotura	%	Unid. Geológicas	%	Classif. dos deslizamentos com a adição do local da vertente afetada	%
Rotacional (R)	76,4	Superficial (S)	41,2	Ab	34,1	R S Ab B	13,2
						R S Ab M	12,1
						R S Ab T	8,8
				Am	2,7	R S Am B	-
						R S Am M	1,1
						R S Am T	1,6
				Pt	4,4	R S Pt B	2,2
						R S Pt M	2,2
						R S Pt T	-
		Intermédio (I)	29,1	Ab	24,2	R I Ab B	12,1
						R I Ab M	6,6
						R I Ab T	5,5
				Am	1,6	R I Am B	1,1
						R I Am M	-
						R I Am T	0,5
				Pt	3,3	R I Pt B	1,6
						R I Pt M	-
						R I Pt T	1,6
		Profundo (P)	6,0	Ab	5,5	R P Ab B	2,2
						R P Ab M	1,1
						R P Ab T	2,2
				Am	0,5	R P Am B	-
						R P Am M	0,5
						R P Am T	-
Translacional (T)	23,6	Superficial (S)	22,5	Ab	12,1	T S Ab B	4,9
						T S Ab M	3,3
						T S Ab T	3,8
				Am	5,5	T S Am B	1,6
						T S Am M	0,5
						T S Am T	3,3
				Pt	4,9	T S Pt B	1,1
						T S Pt M	1,1
						T S Pt T	2,7
		Intermédio (I)	1,1	Ab	0,5	T I Ab B	-
						T I Ab M	-
						T I Ab T	0,5
				Am	0,5	T I Am B	-
						T I Am M	-
						T I Am T	0,5

## 5.2. Relação entre a ocorrência dos movimentos de vertente e os teores em água nos terrenos

Em Oliveira (2012) é referido que existe proximidade temporal entre os picos de precipitação e os dias em que foram registados os movimentos de massa em vertente. Esta relação é aliás esperada, não porque a precipitação por si desencadeie os movimentos de massa em vertente, mas porque a infiltração dessas águas, assim como a erosão que eventualmente causa nas vertentes cria condições desfavoráveis para a estabilidade de uma encosta.

Em grande parte dos problemas de estabilidade de vertentes, a água nos solos é um dos fatores mais importantes (Abramson *et al.*, 2002). De acordo com estes mesmos autores a água afeta a estabilidade das vertentes através da:

- Geração de pressões nos poros tanto positivas como negativas que alteram o estado de tensão *in situ*;
- Alteração da densidade global do material que compõe a vertente;
- Promoção de erosão interna e externa;
- Alteração da constituição mineralógica dos materiais que formam as vertentes.

As distribuições temporais da humidade diária regional no solo e dos registos dos movimentos em vertente ocorridos num determinado espaço de tempo não revelam uma relação entre ambas (Figura 25). Enquanto a primeira apresenta oscilações frequentes ao longo do ano hidrológico, associadas aos eventos de precipitação, e em que o valor máximo de humidade é atingido várias vezes durante o ano, os registos dos deslizamentos apresentam uma tendência genericamente crescente até meio do ano hidrológico e decrescente no resto do ano.

A frequência de ocorrência dos movimentos de massa em vertente e a sua relação com a oscilação regional da altura de água no solo<sup>3</sup> revelam maior semelhança nas distribuições relativamente ao caso anterior, mas com algum desfasamento entre ambas, especialmente no segundo evento de deslizamentos iniciado em fevereiro 2010 (Figura 26). Note-se, por exemplo, que a altura máxima de água no solo terá ocorrido a 6 de março 2010 e o pico de movimentos de vertente terá ocorrido apenas no dia 11 de março 2010. Os 33 deslizamentos registados no dia 11 de março de 2010

---

<sup>3</sup> Quando há excesso de precipitação, após a humidade do solo atingir o valor da porosidade existe encharcamento (excesso de água no solo), que no Visual Balan é traduzido por “altura de água no solo”



ocorreram efetivamente no espaço de 24 horas, uma vez que tinha sido feito um outro registo no dia anterior.

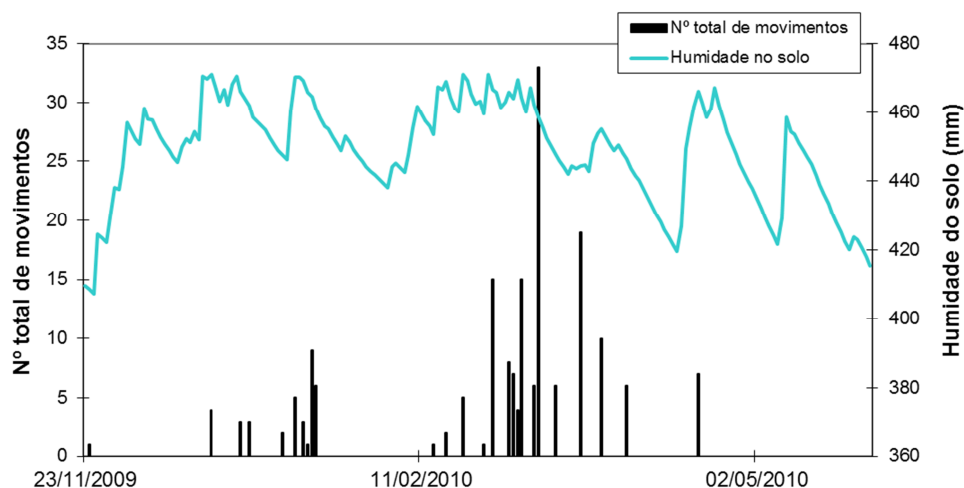


Figura 25 - Oscilação regional da humidade do solo (calculada no modelo de balanço hídrico descrito no Capítulo 4) e o número de movimentos de vertente ocorridos no ano hidrológico 2009/10 na bacia hidrográfica do RGP

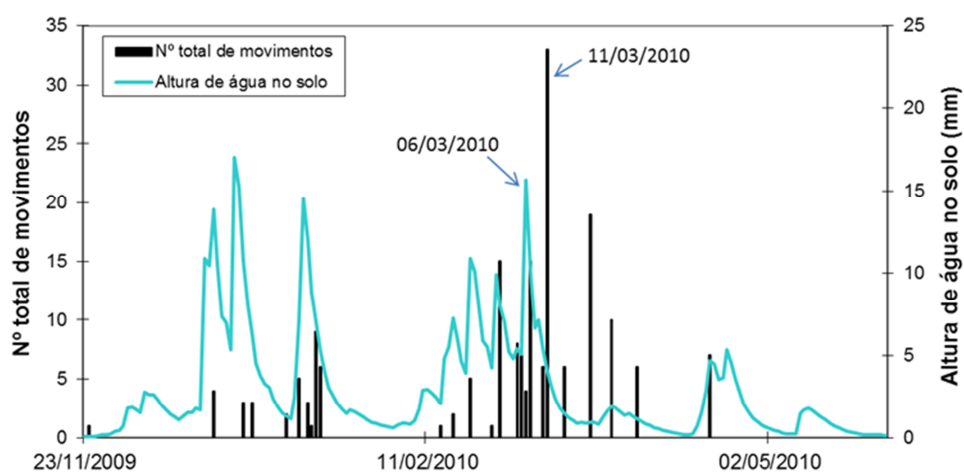


Figura 26 – Oscilação regional da altura de água no solo (calculada no modelo de balanço hídrico descrito no Capítulo 4) e o número de movimentos de vertente ocorridos no ano hidrológico 2009/10 na bacia hidrográfica do RGP

As comparações entre a variação da altura de água no solo e as diferentes classes diferenciadoras dos movimentos de vertente (profundidade da superfície de rotura, tipo de deslizamento e litologia envolvida) encontram-se no Anexo I.

Por outro lado, a comparação entre o referido inventário e a oscilação do nível freático regional, calculada no modelo de balanços hídricos descrito no Capítulo 4, revela que

existe uma associação muito evidente entre ambas as distribuições. Por exemplo, os máximos de ambas as distribuições coincidem (Figura 27). Como já referido, os 33 deslizamentos registados no dia 11 de março de 2010 ocorreram efetivamente no espaço de 24 horas.

Uma comparação quantitativa entre ambas as distribuições deve ser feita com mais cuidado por várias razões. Em primeiro lugar, os registos da ocorrência dos movimentos de vertente não foram feitos em espaços de tempo regulares. Por outro lado, de uma forma geral, espera-se que as instabilizações ocorram enquanto o nível freático sobe e até que sejam abrangidos os terrenos cujas características geotécnicas permitam a sua ocorrência. A partir do momento em que estas áreas propensas à instabilidade foram afetadas, o nível freático poderá continuar a subir e isso não significar necessariamente que ocorram mais instabilizações, desde que as novas porções de terreno afetados apresentem características geotécnicas que suportem a redução de tensão efetiva provocada pela presença de água.

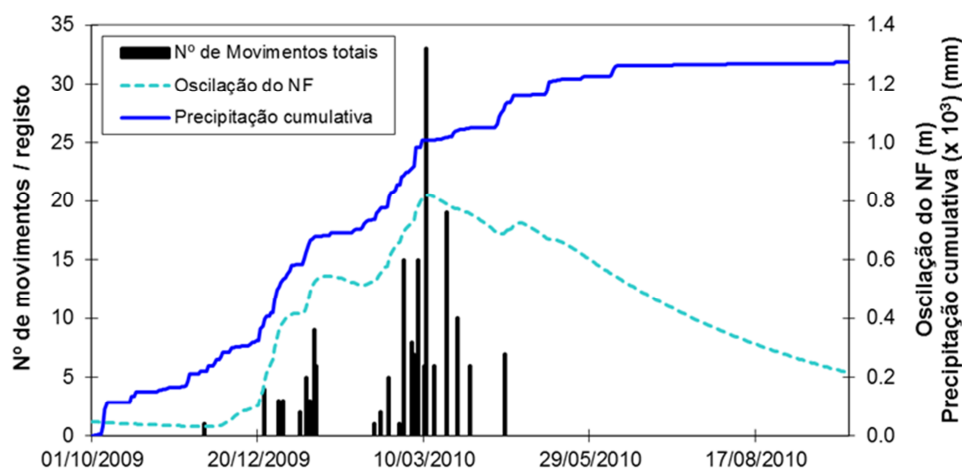


Figura 27 - Oscilação do nível freático regional (calculada no modelo de balanço hídrico descrito no Capítulo 4) e o número de movimentos de vertente ocorridos no ano hidrológico 2009/10 na bacia hidrográfica do RGP

Deste modo, para revelar de forma numérica a ligação entre o nível freático regional e a ocorrência de movimentos de vertente, os registos de ocorrência foram separados por eventos de instabilidade que foram analisados em separado. A análise da distribuição da ocorrência temporal destes deslizamentos (por exemplo, Figura 27) torna fácil pelo menos a separação de dois grupos: um que terá ocorrido nos finais de 2009 e se estendeu até meados de janeiro de 2010 e outro que terá ocorrido desde

meados de fevereiro até meados de março. Estes eventos de instabilidade foram aliás formalmente identificados em Zêzere & Trigo (2011).

Os registos dos deslizamentos ocorridos foram depois agrupados por períodos de 4-5 dias e comparados com a média do nível freático regional para esse mesmo período, apenas durante a fase ascendente do referido nível. Na Figura 28 a relação linear entre ambas as variáveis fica mais clara.

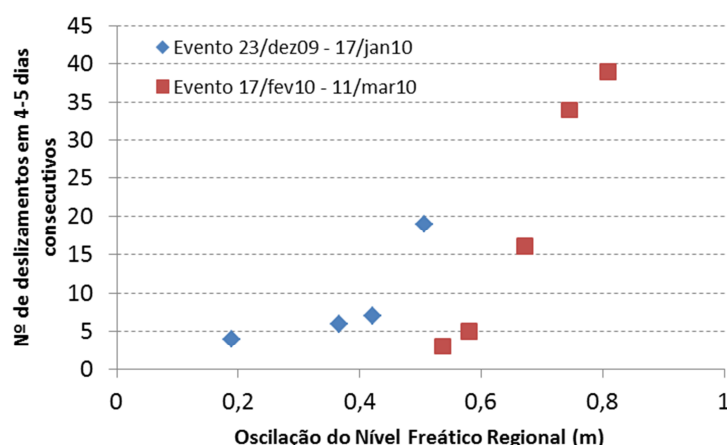


Figura 28 – Relação entre a oscilação do nível freático regional e a ocorrência de deslizamentos para um determinado período estabelecido (4-5 dias)

Os incrementos mais significativos do nível freático regional parecem ter-se iniciado a partir da altura em que se atingiram os 300 mm de precipitação cumulativa (7 de dezembro de 2009), tal como referido anteriormente no Capítulo 4. Da mesma forma, terá sido na primeira saída de campo após esta data (realizada a 23 de dezembro) que se começaram a registar mais frequentemente os movimentos de vertente.

Relativamente a toda a distribuição, os movimentos de vertente parecem ocorrer especialmente na fase ascendente do nível freático e quando este atinge o seu máximo, havendo menos registos quando o mesmo, apesar de elevado, começa a descer. Esta relação pode em parte ser justificada pelo facto de que quando o nível freático está a subir, significa que há quantidades significativas de água temporariamente armazenada na zona não saturada que estão a alimentar o aquífero livre e que, enquanto permanecerem na zona não saturada, contribuem para a destabilização da zona mais superficial das vertentes. Por outro lado, quando o nível freático está a descer, é expectável que haja menos água na zona não saturada e, portanto, este mecanismo forçador será menos relevante.

As comparações entre a oscilação regional do nível freático e as diferentes classes diferenciadoras dos movimentos de vertente (profundidade da superfície de rotura, tipo de deslizamento e litologia envolvida), elucidadas pelas Figura 29, Figura 30 e Figura 31, revelam que os movimentos ocorridos no ano hidrológico de 2009/10 associados ao Complexo das Camadas da Abadia, nomeadamente aqueles que são superficiais ou intermédios e do tipo rotacional, parecem ser os mais sensíveis às oscilações do nível freático.

Por outro lado, no ano hidrológico de 2009/10, os movimentos de vertente que ocorreram na Formação do Amaral ou no Complexo Pteroceriano, e os deslizamentos profundos que ocorrem no Complexo das Camadas da Abadia, não parecem muito dependentes da oscilação do nível freático regional.

No que se refere aos movimentos de vertente associados à Formação do Amaral ou ao Complexo Pteroceriano, efetivamente a oscilação do nível freático regional provavelmente não é representativa do que ocorre nestas formações, uma vez que estas são caracterizadas por elevada heterogeneidade vertical em termos litológicos (desde calcários a margas), o que leva à criação de níveis freáticos suspensos (Cenorplan, 2004) ou ao confinamento do aquífero. Portanto, provavelmente não se trata destes movimentos de vertente serem insensíveis à oscilação do nível freático, mas, em contrapartida, que a oscilação regional não reflete aquilo que ocorreu em formações mais heterogêneas como as referidas.

Relativamente aos deslizamentos profundos que ocorreram no Complexo das Camadas da Abadia e a sua insensibilidade às oscilações do nível freático, a explicação não parece basear-se num único fator, mas num conjunto que efetivamente diferencia estes movimentos num grupo à parte.

Em primeiro lugar, no ano hidrológico de 2009/10, os deslizamentos profundos foram muito menos frequentes (11 registos) relativamente aos deslizamentos superficiais e intermédios (116 e 55 registos, respetivamente), o que faz com que a amostragem possa ser menos representativa.

Por outro lado, nas várias saídas de campo feitas a propósito deste trabalho, os níveis freáticos observados em poços de água feitos nas margas da Abadia (Tabela 9 e Tabela 13), nunca foram encontrados a profundidades superiores a 3,5 m, mesmo no final do verão, após várias semanas sem precipitação. Em Cenorplan (2004) nas 4

sondagens, realizadas entre fevereiro e março de 2004, para as quais são reportados níveis freáticos, este valor não ultrapassa os 4,5 m de profundidade.

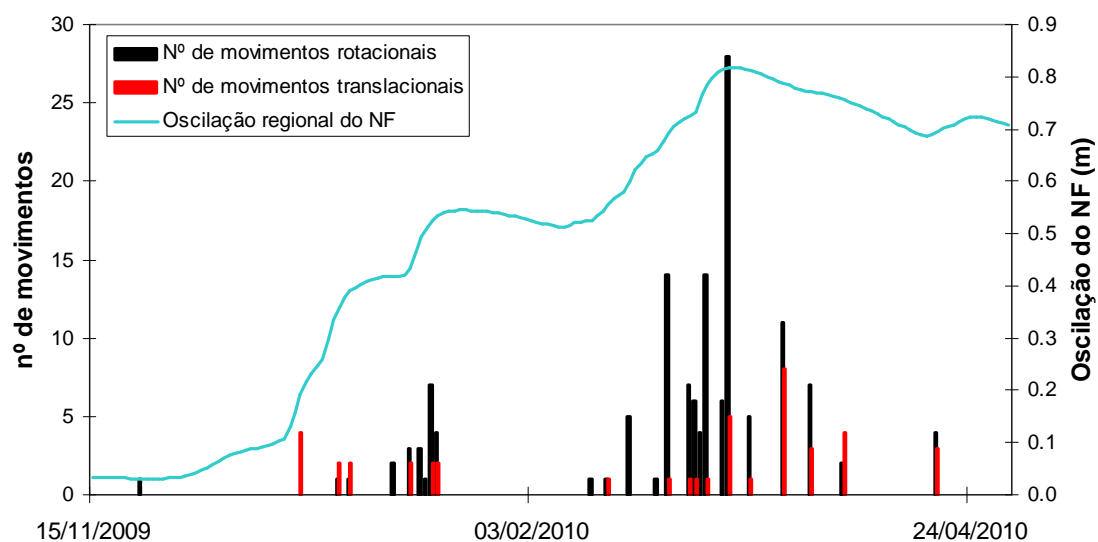


Figura 29 – Oscilação regional do nível freático e o número de movimentos de vertente diferenciados por tipo

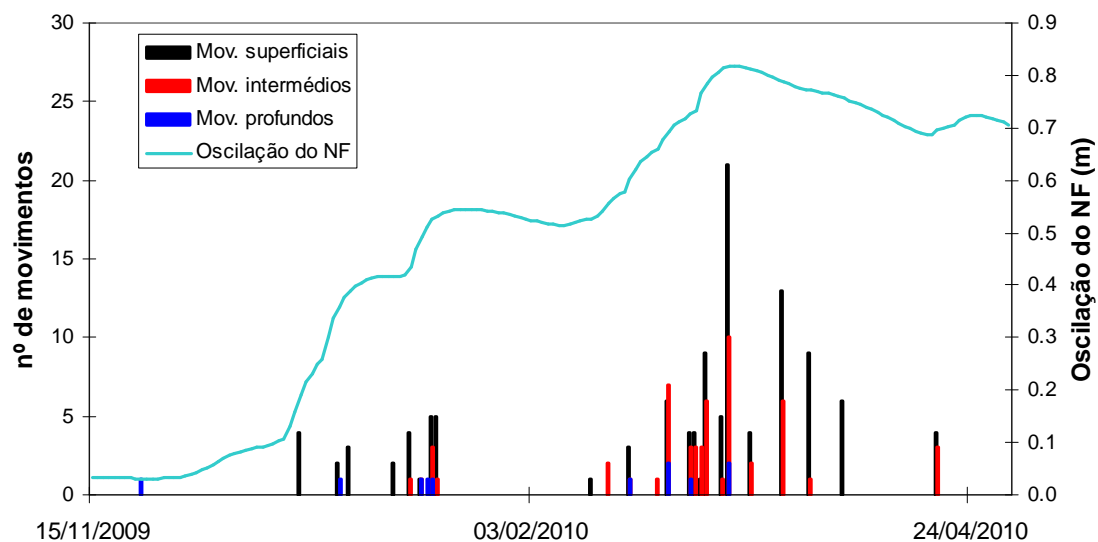


Figura 30 – Oscilação regional do nível freático e o número de movimentos de vertente diferenciados por profundidade da superfície de rotura

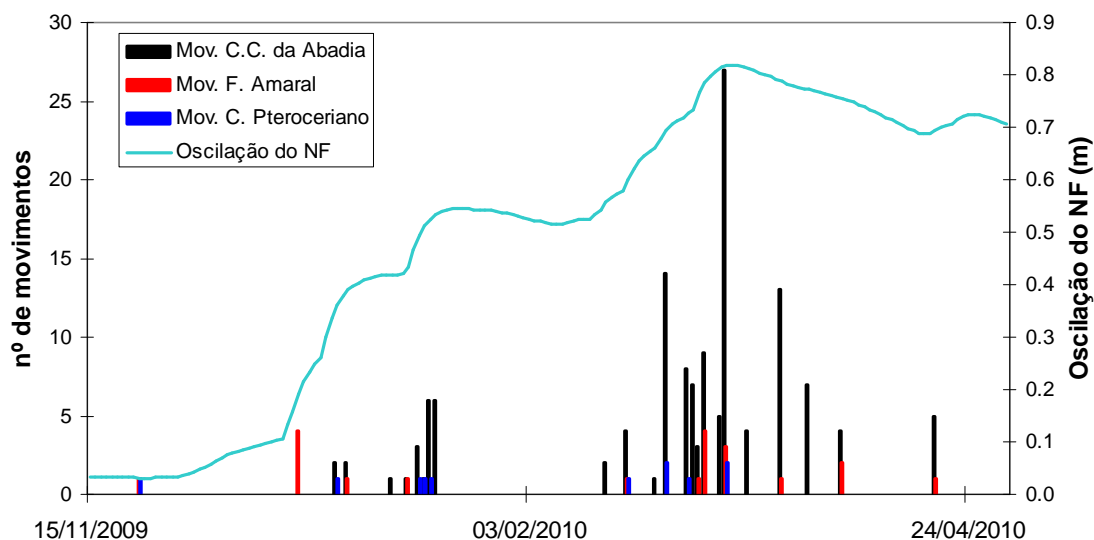


Figura 31 – Oscilação regional do nível freático e o número de movimentos de vertente diferenciados por litologia

Note-se que para serem classificados de profundos, significa que a profundidade máxima estimada da superfície rotura destes deslizamentos é superior a 5 m.

Pelo exposto será plausível supor que as superfícies de rotura de grande parte dos deslizamentos profundos provavelmente atravessam zonas que se encontram saturadas durante todo o ano. Assim, a proporção de terreno que passa a estar saturado durante períodos em que o nível freático está elevado é proporcionalmente inferior nos deslizamentos profundos relativamente aos movimentos superficiais ou intermédios, onde esse incremento pode corresponder à totalidade da espessura de solo instabilizada.

Deste modo, a ocorrência de movimentos de vertente profundos poderá não estar tão dependente do nível freático mas de outros fatores, nomeadamente o aumento de carga ou a progressiva degradação das condições geotécnicas do material. Neste caso, para ocorrerem, poderão apenas necessitar que o nível freático esteja acima de um determinado nível (não extraordinário) para que estejam reunidas as condições de instabilidade que os promovem. A este propósito, note-se que os movimentos de vertente profundos ocorreram sem exceção na fase ascendente da oscilação do nível freático (Figura 30).

Com o objetivo de compreender melhor os fatores que desencadearam a ocorrência de movimentos de vertente profundos, ocorridos no Complexo das Camadas da

Abadia, durante o ano hidrológico 2009/10, no próximo capítulo serão feitas retroanálises a dois movimentos de vertente com estas caraterísticas e que estão incluídos no inventário utilizado anteriormente.

*Propositadamente deixado em branco*



## 6. Retroanálises a movimentos de massa em vertente

### 6.1. Deslizamento das Cachoeiras

#### 6.1.1. Caracterização geral

O primeiro caso de estudo refere-se ao deslizamento rotacional profundo aqui referido como deslizamento das Cachoeiras, de acordo com o nome da povoação mais próxima.

Trata-se de um deslizamento que entrou em atividade no início de 2010 e que teve posteriormente sucessivas reativações. Sabe-se também que neste mesmo local terão ocorrido deslizamentos anteriores a 2010, como será mostrado mais à frente.

Com base na última etapa de deformação conhecida para este deslizamento foi possível classifica-lo como:

- **profundo** (estima-se que a superfície de rotura estivesse a uma profundidade igual ou superior aos 5 m);
- **complexo**, quanto ao estilo de atividade, com uma importante componente rotacional e outra translacional em sequência (na área do pé do movimento e parte da área de acumulação);
- e **em retrogressão** no que respeita à distribuição da atividade, ou seja, progressão da superfície de rotura para montante.

Em termos de progressão da deformação no deslizamento, a partir do início de 2010 temos os seguintes momentos:

- 17 fevereiro 2010 - primeiro registo da instabilidade; sabe-se que terá ocorrido depois de 17 de janeiro de 2010 (Fotografia 3a); nesta fase o setor frontal da massa instabilizada, mais estreito, desloca-se já em bloco e em translação para cima da estrada (Fotografia 4). O setor associado à superfície de rotura curva, mais próximo do topo da vertente, e onde não existe componente de deslocamento em translação, evidencia pouca deformação interna e cicatriz principal e secundárias com altura ligeiramente superior a 0,2 m;

- 21 fevereiro 2010 – a massa instabilizada continua a progredir para jusante em bloco no setor de translação e a cicatriz principal e secundárias começam a ficar mais pronunciadas (Fotografia 3b);
- 26 fevereiro 2010 – a massa instabilizada continua a progredir para jusante em bloco no setor em translação e acentuam-se as deformações na área de depleção. A cicatriz principal aproxima-se de 1 m de desnível vertical. Na vertente parte da massa afetada desloca-se para além do limite jusante desse mesmo plano de rotura curvo sobrepondo-se à superfície topográfica original;
- 28 fevereiro 2010 - continua a progressão para jusante da massa instabilizada, acentua-se a deformação na área de depleção, a cicatriz começa a apresentar um desnível superior a 1 m em alguns locais;
- 7 março 2010 - registam-se evidências de retrogressão com a presença de fendas de tração a montante da cicatriz principal e próximo do flanco esquerdo do deslizamento. Aumenta a deformação interna da massa instabilizada no setor associado à superfície de rotura curva. Verifica-se um aumento da massa afetada que se desloca para além do limite jusante do plano de rotura curvo (Fotografia 3c);
- 18 abril 2010 - a massa afetada continua em progressão para jusante e verifica-se que a deslocação da cicatriz para montante generalizou-se a toda a largura do deslizamento, apresentando já esta nova cicatriz um desnível vertical próximo dos 0,3 m (Fotografia 3d);
- 12 junho 2010 - há evidências do reposicionamento final da cicatriz no final do período chuvoso (Fotografia 3e);
- 31 outubro 2010 - evidências de reativação do deslizamento. Presença de novos indícios de retrogressão da superfície de rotura (Fotografia 3f);
- 20 fevereiro 2011 - novo aumento da superfície de rotura por retrogressão. Aumento do desnível vertical da cicatriz principal e das cicatrizes secundárias, evidenciando um aumento da deformação interna do movimento neste setor associado à superfície de rotura curva (Fotografia 3g);
- 7 fevereiro 2013 - evidências de regularização topográfica no período anterior e da ocorrência de novas manifestações de instabilidade. É identificada uma nova cicatriz na área da vertente que foi alvo de regularização/remoção de material deslizado. O deslizamento mantém uma

geometria próxima da inicial apesar das alterações à superfície topográfica.

É removido o material deslizado da frente/pé do deslizamento;

- 24 março 2013 - continuam os registos de atividade para jusante (a massa afetada bloqueia totalmente a estrada) e para montante (retrogressão);
- 5 abril 2013 - registo do maior episódio de retrogressão do deslizamento após a regularização da superfície topográfica. A jusante aumenta a altura de material deslizado em cima da estrada. A geometria da superfície de rotura é agora aproximada à existente em 20 fevereiro de 2011 (Fotografia 3h);
- 27 junho, 03 e 28 julho 2013 - a frente do deslizamento cobre toda a estrada (Fotografia 5).

*Propositadamente deixado em branco*





a) 17 fevereiro 2010



b) 21 fevereiro 2010



c) 07 março 2010



d) 18 abril 2010



e) 12 junho 2010



f) 31 outubro 2010



g) 20 fevereiro 2011



h) 05 abril 2013

Nota: Fotos de a) a g) de Sérgio Oliveira

Fotografia 3 – Progressão do deslizamento das Cachoeiras entre 17 de fevereiro 2010 e 05 de abril 2013



*Propositadamente deixado em branco*



Notas: O deslizamento neste setor sai em bloco e em translação por cima da estrada. Note-se igualmente a saída de água no sopé dos terrenos instabilizados

Fotografia 4 – Detalhes da frente do deslizamento a 17 de fevereiro de 2010



Nota: o pé do deslizamento (porção de terras deslocada pelo movimento para cima da antiga superfície topográfica) ocupa a totalidade da largura da estrada; foi criada uma passagem provisória, visível no lado direito da foto

Fotografia 5 – Detalhes do pé e frente do deslizamento a 03 de julho de 2013

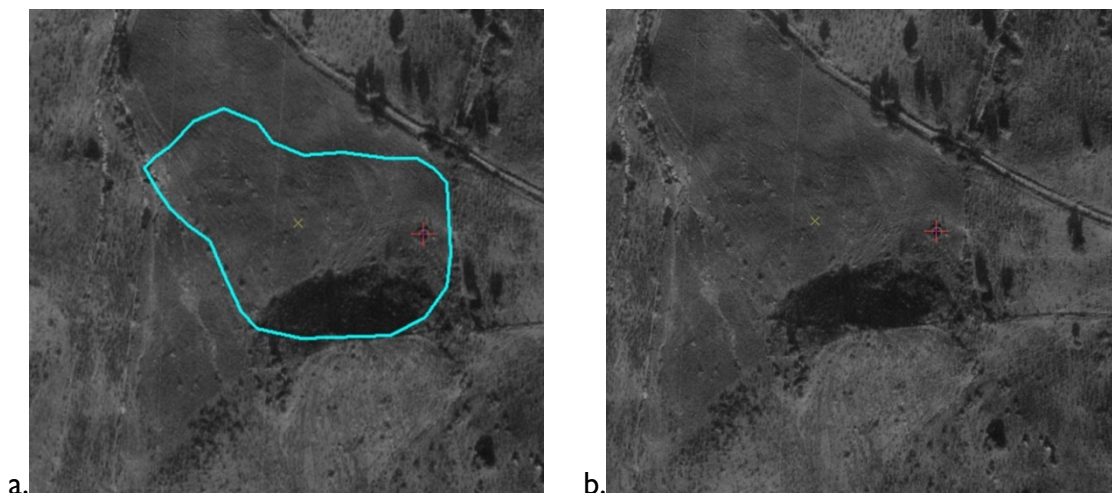
## 6.1.2. Topografia da vertente e morfologia do deslizamento das Cachoeiras

### 6.1.2.1. Topografia da vertente previamente ao deslizamento

Genericamente, a vertente onde ocorreu o deslizamento das Cachoeiras apresentava, previamente a este, declives suaves a moderados (entre  $5^\circ$  e  $16^\circ$ ). Na base dos terrenos que viriam a ser instabilizados encontra-se a estrada que dá acesso à localidade das Cachoeiras (Figura 32), enquanto na porção superior destes existe uma zona de maior declive ( $24^\circ$ ), onde ocorre um cabeço que se destaca, sendo este visível no levantamento topográfico feito antes de 2002, e constante na Figura 32.







Nota: os limites do deslizamento são visíveis na imagem b), sendo mais evidentes na zona de acumulação

Figura 33 – Levantamento aerofotográfico na zona do deslizamento das Cachoeiras realizado entre 8 e 13 de dezembro de 1983: a. Interpretação dos limites do deslizamento; b. fotografia sem qualquer interpretação

A topografia da vertente onde ocorreu o deslizamento das Cachoeiras, previamente à construção da A10, foi obtida do projeto de execução desta obra. A Figura 34 revela o perfil da vertente, traçado ao longo da direção de deslocamento do deslizamento (Figura 32).

Durante a construção da A10, o trecho próximo à zona do deslizamento envolveu a escavação ao longo de dois trechos com 325 m de comprimento cada (1+800 – 2+175 e 2+600 – 2+925) (Rosa *et al.*, 2006), sendo este último adjacente à área em estudo. As terras excedentes, não necessárias noutras partes da obra, acomodaram-se sob a forma de um aterro junto à autoestrada. A zona do aterro pode facilmente ser identificada na fotografia aérea do *Google Earth*, identificada pelos responsáveis da aplicação como sendo de outubro 2006 (Figura 35).

Para obter o levantamento topográfico do perfil anterior à ocorrência do deslizamento, mas após a construção do aterro que interferiu com a vertente, no dia 28 de julho de 2013 foi feito um levantamento geomorfológico que incluiu também levantamento topográfico com recurso a GPS com correção de dados em tempo real. Através deste obtiveram-se cotas de zonas envolventes ao deslizamento, mas não afetadas por este, de modo a obter uma aproximação à topografia da vertente antes do evento.

A Figura 34 revela a topografia do perfil estudado antes da construção da A10 e antes da ocorrência do deslizamento, obtida através do levantamento usado no projeto de execução da A10 (linha azul) e a topografia obtida por interpolação através do referido levantamento de campo feito a 28 de julho de 2013 (linha verde), em zonas não afetadas pelo deslizamento. A porção superior da vertente, acima da cota dos 86 m é estimada face às observações de campo.

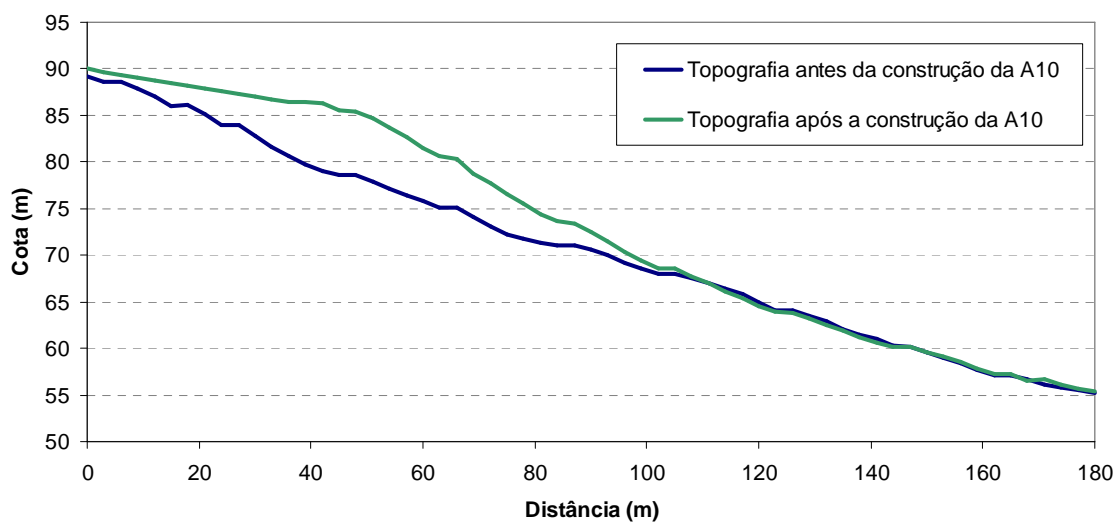


Figura 34 – Perfis topográficos da vertente onde ocorreu o deslizamento das Cachoeiras antes e após a construção da A10



Figura 35 – Fotografia aérea da zona do deslizamento das Cachoeiras após a construção da A10

### 6.1.2.2. Morfologia e parâmetros morfométricos do deslizamento das Cachoeiras

Como já referido, tratou-se de um movimento complexo com uma componente principal e superior de rotação e outra inferior de translação.

A área total de terreno afetado foi de 12.205 m<sup>2</sup>, sendo a distância entre a frente do deslizamento e a cicatriz principal de cerca de 140 m e a zona de largura máxima de 115 m. Considerando apenas a parte do deslizamento sujeita ao movimento de rotação, a área afetada é de 8.132 m<sup>2</sup>, sendo o comprimento do deslizamento de cerca de 92 m e largura máxima de 117 m.

O volume da massa instabilizada no setor rotacional do deslizamento foi calculado utilizando a relação empírica de Guzzetti *et al.* (2009) (eq. 2):

$$V=0,074 \cdot A^{1,450} \text{ (eq. 2)}$$

Sendo “A” a área afetada pela instabilização.

Este volume, em conjunto com os outros parâmetros morfométricos já referidos, foram depois utilizados para o cálculo da profundidade máxima do plano de rotura através da equação definida em IAEG COMMISSION ON LANDSLIDES (1990) para a determinação do volume dos deslizamentos rotacionais, de acordo com a equação:

$$V=16\pi \cdot L \cdot W \cdot Dd \text{ (eq. 4)}$$

Sendo: “L” o comprimento total da área afetada; “W” a largura máxima da área afetada; “Dd” a espessura máxima da massa deslizada, por vezes substituída pela profundidade máxima do plano de rotura.

A profundidade máxima do plano de rotura é 4,0 m, considerando o volume calculado com base na relação empírica de Guzzetti *et al.* (2009). Em Oliveira (2012) foi estimado que a profundidade máxima do plano de rotura estivesse a cerca de 6,5 m de profundidade, com base na altura da cicatriz, no comprimento da área afetada e no declive da vertente.

Estes valores revelam que este deslizamento poderá estar próximo da fronteira daquilo que foi inicialmente definido como movimento profundo (profundidade da superfície de rotura > 5 m), uma vez que as diferentes estimativas indicam valores de profundidade máxima da superfície de rotura que vão desde 4 m a 6,5 m.

Relativamente à morfologia superficial do deslizamento, a 28 de julho de 2013 a configuração do terreno apresentava uma zona superior de depleção onde se observam várias cicatrizes, aclives, fendas de tração e uma zona de fosso que evidencia uma pequena componente translacional neste setor e uma zona inferior e lateral (próxima dos flancos) de acumulação onde se desenvolvem lóbulos, pé e frente das diferentes componentes deste deslizamento complexo.

A cicatriz principal estendia-se em planimetria com forma semicircular por cerca de 130 m. Na zona central a cicatriz apresentava um deslocamento vertical máximo com cerca de 1,9 m de altura (Fotografia 6), sendo que o deslocamento foi menor próximo dos flancos (55 cm no flanco direito). Na zona central e na porção direita eram bem visíveis estrias na superfície de rotura (Fotografia 7). Especialmente na zona direita são evidentes blocos de arenito junto à cicatriz.



Fotografia 6 – Cicatriz principal com um desnível máximo de 1,9 m





Fotografia 7 – Pormenor das estrias na superfície de rotura

A cicatriz secundária (cic.2, Figura 36) iniciava-se no flanco esquerdo próximo à cicatriz principal e continuava na zona central como cicatriz mas no flanco direito prolongava-se como fenda de tração (esta não se encontra representada na Figura 36). Na zona mais próxima do flanco esquerdo, e junto à cicatriz secundária o deslizamento parecia ter um setor com uma componente translacional, havendo um fosso com 3 m de largura. Neste fosso observaram-se blocos de arenito (Fotografia 8). Onde ocorria como cicatriz de superfície de rotura curva esta apresentava um deslocamento vertical máximo de 30-40 cm.

Numa posição inferior da vertente ocorria outra cicatriz secundária (cic3, Figura 36) com um desnível máximo de 80 cm. Entre esta e a próxima cicatriz secundária (cic4, Figura 36) existia um relevo tipo aclave sem a presença de água. A referida cicatriz (cic4) apresentava um deslocamento vertical máximo de 1,5 m.

Um pouco abaixo na vertente voltava a ocorrer um aclave, mais localizado, e onde se observava a presença de água (convém salientar que à data deste levantamento já não chovia há várias semanas). Na zona esquerda do aclave observaram-se várias fendas de tração paralelas entre si e com abertura máxima de 30 cm.

Mais abaixo na vertente desenvolviam-se os relevos de acumulação. Identificaram-se dois lóbulos de acumulação do material deslizado.



Nota: note-se os blocos de arenito no centro do fosso

Fotografia 8 – Fosso com cerca de 30 cm de profundidade e 3 m de largura máxima, criado pela componente translacional do deslizamento



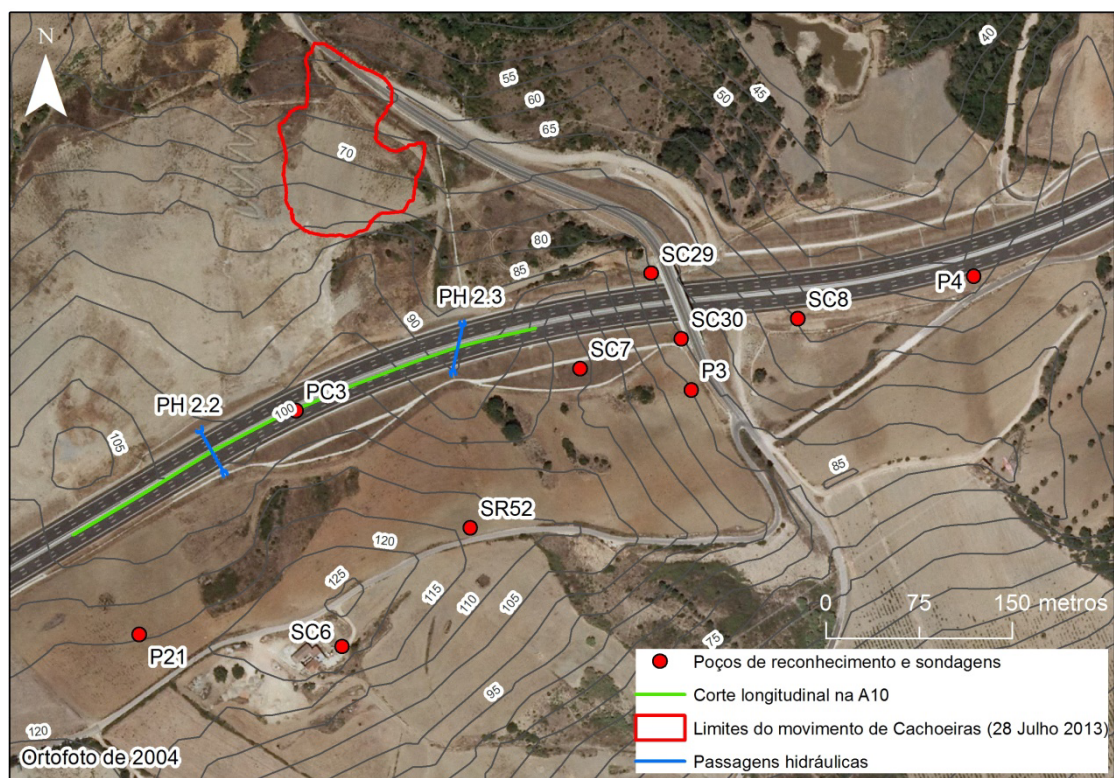
Nota: cic. – cicatriz; acl. – active; trc. – fenda de tração; lob. – lóbulo; o número da cicatriz é inversamente proporcional à ordem de ocorrência

Figura 36 – Levantamento geomorfológico dos terrenos afetados pelo deslizamento das Cachoeiras (28 de julho 2013)



### 6.1.3. Geologia e geotecnia

O conhecimento geológico e geotécnico da zona onde ocorreu o deslizamento das Cachoeiras está apoiado nos levantamentos feitos para os estudos e projetos de execução da A10 (Cenorplan, 2004), entre outros elementos, nomeadamente em observações de campo. Na Figura 37 estão indicados alguns dos trabalhos de prospeção mais relevantes, assim como a localização em planta do corte mostrado mais à frente.



Nota1: O levantamento topográfico à escala 1:10.000 é anterior à construção da A10

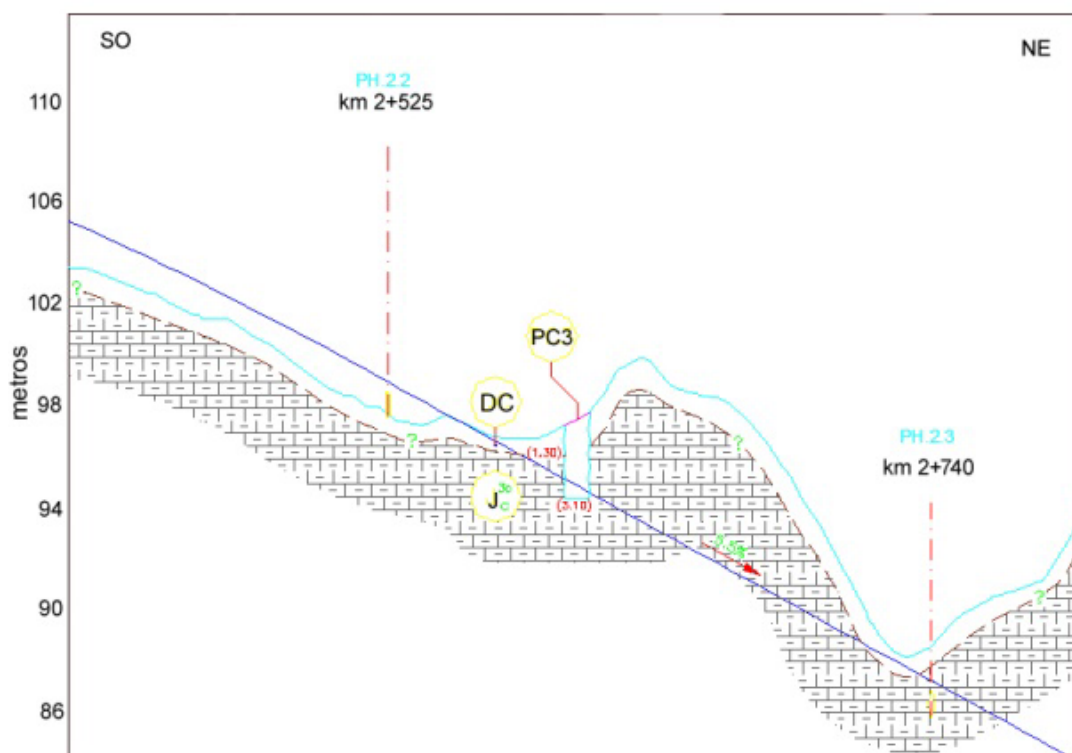
Nota2: PC e P – poços de reconhecimento; SR e SC – sondagem à rotação

Figura 37 – Localização dos trabalhos de prospeção realizados nas proximidades do deslizamento das Cachoeiras

De acordo com a informação contida na carta geológica de Portugal 1:50.000, o deslizamento ocorreu numa zona onde dominam as Camadas da Abadia (Figura 6).

Em Cenorplan (2004) o corte geológico longitudinal da A10 refere, para esta zona, a existência de um depósito de cobertura com cerca de 1,3 m de espessura, ocorrendo subjacentemente margas alteradas (Figura 38). A continuação do corte longitudinal para Sudoeste revela arenitos intercalados nas margas (informação não visível), no

entanto, estes não são representados na porção do corte próxima da área em estudo (Figura 38), apesar de no poço de reconhecimento P21 e nas várias sondagens realizadas na zona (e.g. SC6, SC7, SC30) terem sido identificados níveis de arenito a diferentes profundidades e com diferentes espessuras (Figura 39 e Tabela 8).



Fonte: Cenorplan (2004)

Nota1: localização do corte em planta na Figura 37

Nota2: DC – depósito de cobertura;  $J^{3c}_c$  – Camadas da Abadia, margas alteradas castanha-acinzentada

Nota3: linha azul corresponde à razante da A10 em projeto; PH – passagem hidráulica

Figura 38 – Corte geológico longitudinal da A10, a pouco mais de 100 m a montante do deslizamento das Cachoeiras

A Figura 39 ilustra as litologias encontradas nas 5 sondagens realizadas nas imediações da zona onde ocorreu o deslizamento (cf. Figura 37). Estas sondagens cobrem quase continuamente as litologias das Camadas da Abadia que vão desde a cota dos 55 m até pouco mais de 121 m. A descrição que segue de cada uma das sondagens é feita com base nos logs disponibilizados em Cenorplan (2004).

Na sondagem SC8, que cobre as cotas entre os 55 m e os 64 m, encontram-se, da base para o topo:



- Uma secção com mais de 3,85 m de arenitos compactos subjacentes a uma camada de margas alteradas, com 1,35 m de espessura;
- Sobrejacente às margas volta a ocorrer uma camada de arenitos compactos com 1,30 m de espessura;
- Nesta sondagem os depósitos de cobertura apresentam uma espessura de 2,0 m.

Nas sondagens SC29 e SC30, que cobrem as cotas entre os 65 m e pouco mais dos 80 m, encontram-se, da base para o topo:

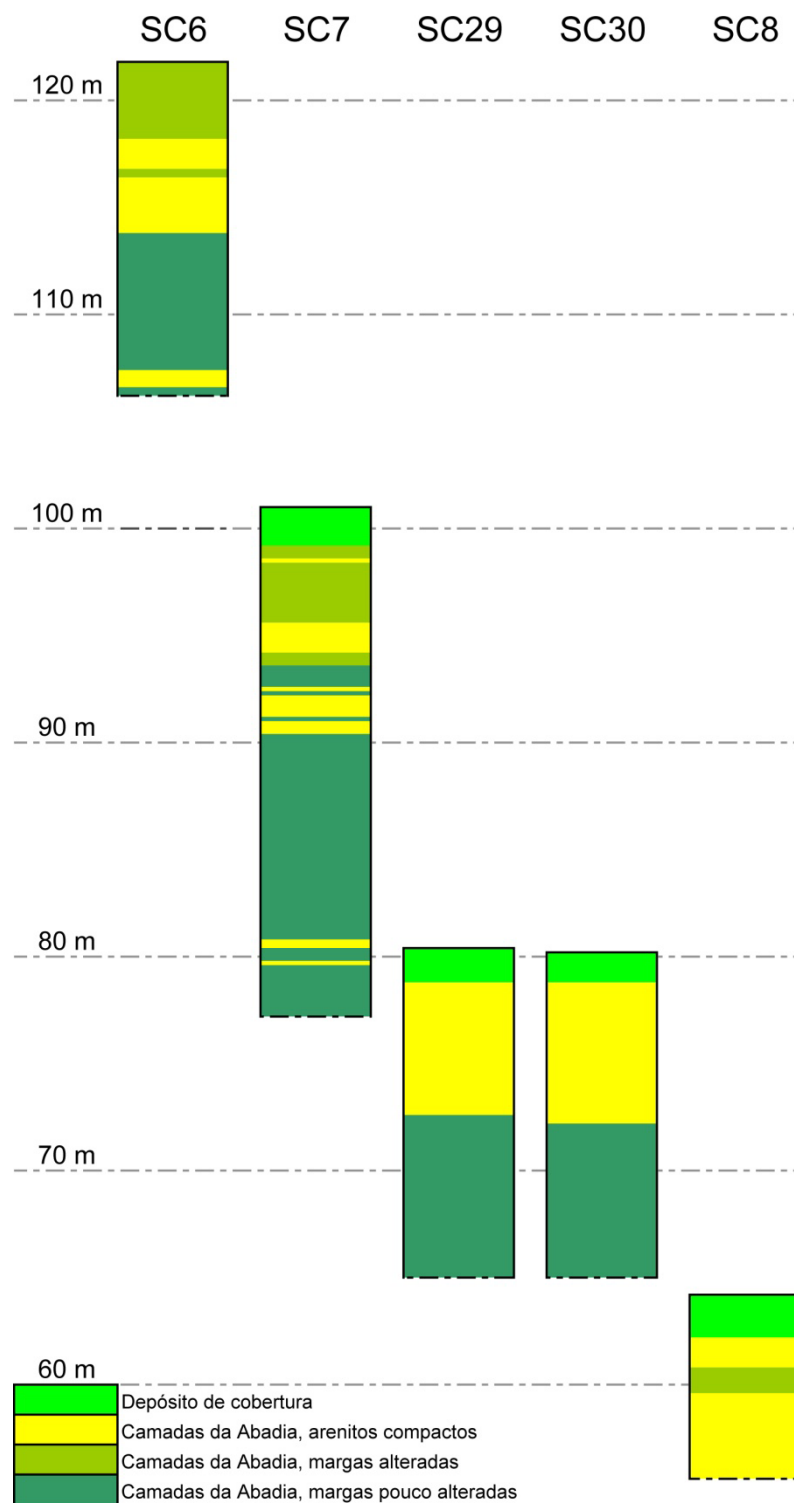
- Uma secção com 7,15 - 7,55 m de margas pouco alteradas;
- Uma camada de arenitos aparentemente contínua com espessura entre 6,3 e 6,8 m;
- Ambas as sondagens são compostas superiormente por depósitos de cobertura com espessuras entre 1,10 e 1,45 m.

Na sondagem SC7, que cobre as cotas entre os 75 m e os 100 m, encontram-se, da base para o topo:

- Uma secção com 13,15 m composta por margas pouco alteradas, rijas e muito compactas. Estas são intercaladas em duas ocasiões por arenitos de espessura centimétrica.
- Os 3,0 m sobrejacentes são compostos por arenitos frequentes e de maior espessura com intercalações de margas pouco alteradas.
- Os 3,7 m de espessura acima da anterior são compostos por margas alteradas com intercalações de arenitos centimétricas.
- A porção superior da sondagem (1,5 m) é composta por depósitos de cobertura.

Na sondagem SC6, que cobre as cotas entre os 105 m e os 123 m, encontram-se, da base para o topo:

- Uma secção de 10 m composta por margas pouco alteradas, intercaladas por uma camada de arenito de 90 cm de espessura próximo da base.
- Acima deste nível ocorrem arenitos compactos com uma espessura de 4,35 m, pontualmente intercaladas por margas.
- Acima deste nível ocorrem margas alteradas numa espessura de 3,40 m intercaladas por camadas centimétricas de arenitos.



Fonte: adaptado de Cenorplan (2004)

Figura 39 – Logs de 5 sondagens próximas ao deslizamento das Cachoeiras

Das várias amostras analisadas, os resultados disponibilizados nos projetos de execução da A10, e com interesse para o estudo do deslizamento, encontram-se sumariadas na Tabela 8. As quatro amostras referem-se todas às Camadas da Abadia, sendo 3 classificadas como margas e 1 como arenito calcário. As margas que se apresentam como “muito alteradas” ocorrem até aos 3,1 m de profundidade. A outra amostra de margas classificada como “pouco alterada” foi colhida entre 6,5 m e os 8,2 m de profundidade.

Tabela 8 – Descrição das amostras, resultados dos ensaios de identificação e classificação unificada das amostras

Poço- -Amostra	Profund. (m)	Litologia	w <sub>n</sub> <74µm		Limites de consistência		IPI (%)	Classificação Unificada
			(%)	(%)	LL (%)	IP (%)		
P21	1,25	J <sub>C</sub> <sup>3a</sup> - Arenito calcário com passagens areno-silto-argilosas castanho amarelados	-	46,0	33	11	-	SC
P3-A1	2,3	J <sub>C</sub> <sup>3a</sup> - Marga muito alterada e fissurada castanho amarelada e acinzentada	15,4	53,1	29	8	-	CL - Argila magra arenosa
PC3-AR4	3,1	J <sub>C</sub> <sup>3</sup> - Marga muito alterada castanho-acinzentada	16,4	94,3	41	19	22	CL - Argila magra
SC7-A1	6,5 - 8,2	J <sub>C</sub> <sup>3</sup> - Marga pouco alterada amarelada e acinzentada	-	79,2	44	21	-	CL

Nota: W<sub>n</sub> – teor em água natural; LL – Limite de liquidez; IP – Índice de plasticidade; IPI - Indice portand immédiat”

Pela análise das diferentes sondagens conclui-se que a zona do deslizamento das Cachoeiras terá ocorrido em margas intercaladas com arenitos compactos. Os estudos geotécnicos indicam igualmente que as margas apresentam uma porção superior onde estas se encontram muito alteradas e outra inferior onde se apresentam pouco alteradas, rijas e compactas.

O modelo geológico do perfil (Figura 41) sujeito a retroanálise na secção seguinte foi elaborado considerando o seguinte:

Em consonância com o encontrado nas sondagens efetuadas na área, no perfil a estudar representa-se um zonamento das propriedades geotécnicas das margas das Camadas da Abadia em profundidade. Os materiais mais superficiais, designados por depósitos de cobertura, são essencialmente silto-argilosos e silto-arenosos, com pequenos fragmentos dispersos de arenitos e algumas raízes. Subjacente a este depósito encontra-se uma camada de margas alteradas que se apresentam mais desagregadas que aquelas da camada inferior (margas compactas) devido a processos de meteorização. Os arenitos ocorrem como camadas de espessura variável intercalados com as margas da Abadia. No perfil (Figura 41) é também representado o aterro de margas que resultou das escavações feitas a propósito da construção da A10 em zonas próximas.

Na área envolvente e no local onde ocorreu o deslizamento não se observava uso agrícola do solo, como em grande parte dos terrenos desta região, mas encontrava-se com vegetação espontânea. Como esperado, a análise dos diferentes poços e sondagens indica uma redução geral da espessura dos **depósitos de cobertura** com o aumento de cota. Por exemplo, na sondagem SC8 realizada à cota dos 64 m encontraram-se depósitos de cobertura com 2 m de espessura e no poço PC3 realizado aos 100 m estes depósitos apresentam uma espessura de 1,3 m. Em conformidade com esta observação, no perfil estudado considerou-se uma espessura dos depósitos de cobertura a variarem entre os 1,3 m e os 2 m entre as porções superiores e inferiores do perfil, respetivamente.

Considerando as profundidades máximas até às quais foram encontradas secções contínuas de **margas “muito alteradas”** (3,4 m na SC6; 3,1 m no PC3; 5,2 m na SC7), considerou-se que as margas “muito alteradas” ocorrem no perfil em estudo até aos 3,5 m de profundidade, considerando a topografia previamente à deposição do aterro.

A ocorrência dos **arenitos** na zona do deslizamento ficou comprovada, durante as obras de estabilização da vertente, quando foram retiradas quantidades apreciáveis deste tipo de rochas, conforme ilustrado na Fotografia 9.



Fotografia 9 - Blocos de arenito retirados da zona onde ocorreu o deslizamento das Cachoeiras

Nas sondagens SC7 e SC6 identifica-se uma bancada de arenitos mais ou menos contínua em profundidade com uma espessura geral próxima dos 5 m e que ocorre na primeira sondagem referida entre as cotas 95,5 e 90,4 m e na segunda entre as cotas 118,2 e 113,8 m. É possível que estas bancadas não sejam contínuas verticalmente mas que tenham intercalações centimétricas de margas, no entanto, estas não foram descritas nos logs constantes em Cenorplan (2004).

Afloramentos de arenitos em diferentes zonas da área em estudo, em conjunto com a informação referida das sondagens, permitiram inferir, através de interpolação, a continuidade desta bancada até à zona onde o deslizamento ocorreu (Figura 40). Os resultados da interpolação coincidem de forma satisfatória com as indicações de afloramentos de arenitos constantes em Cenorplan (2004) (Figura 40). Isto porque nem todos os afloramentos de arenitos foram considerados na interpolação para que estes restantes pudessem servir para confirmar a plausibilidade desta análise. A interpolação obtida indica que a bancada de arenitos apresenta aproximadamente declive de 6° e direção 4°N.

Na zona em estudo, esta bancada de arenitos contacta com a superfície topográfica numa zona que corresponde a um cabeço facilmente observado no campo, na base do qual foi identificada exsurgência de água em fevereiro de 2013.

Ainda para efeitos do modelo geológico, subjacentemente à referida bancada considerou-se uma camada de arenitos de espessura centimétrica, conforme identificado nas sondagens SC6 e SC7.

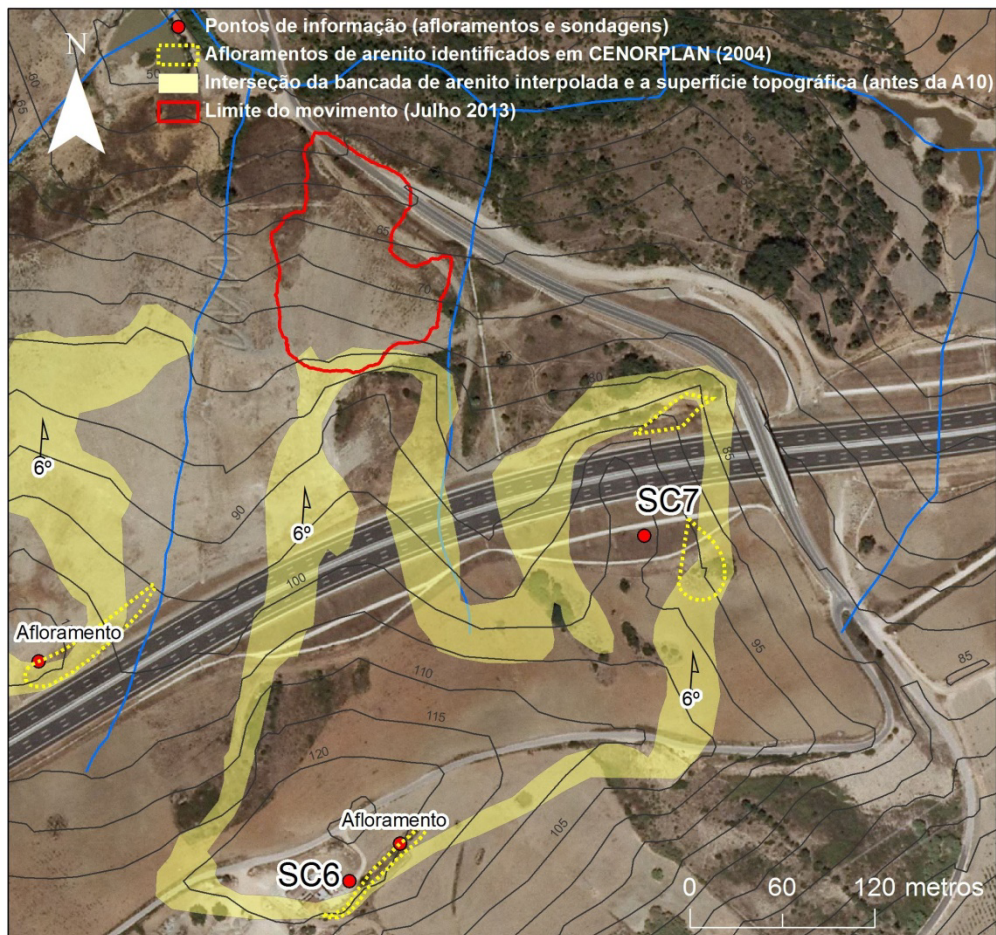


Figura 40 – Interseção da bancada de arenito interpolada com a superfície topográfica previamente à construção da A10

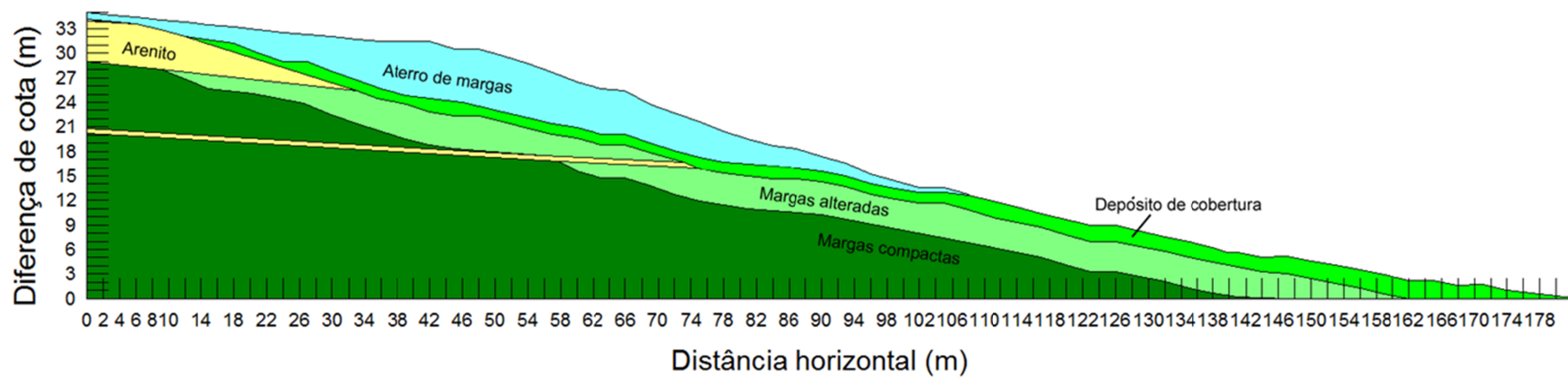


Figura 41 – Modelo geológico considerado nas retroanálises feitas aos deslizamento das Cachoeiras

*Propositadamente deixado em branco*



#### 6.1.4. Águas superficiais e subterrâneas

O deslizamento das Cachoeiras ocorreu na sub-bacia hidrográfica de São Sebastião da bacia hidrográfica RGP, mais concretamente numa zona localizada entre duas linhas de água próximas que drenam para a ribeira de São Sebastião (Figura 42). Dado tratar-se de uma vertente relativamente pouco larga (entre a cumeada e a linha de água principal), estas linhas de água são igualmente pouco extensas, não ultrapassando os 500 m de comprimento, e com um desnível no seu perfil longitudinal de aproximadamente 80 m.

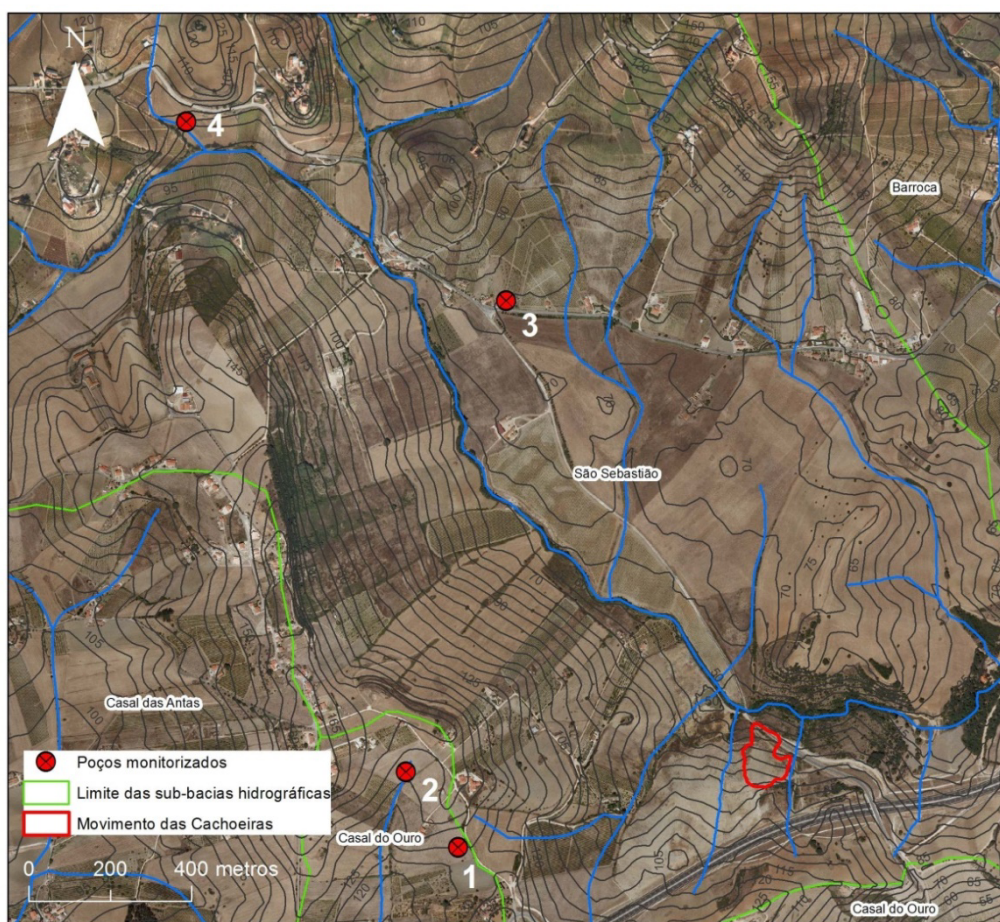


Figura 42 – Localização dos diferentes poços de água monitorizados e próximos à zona de ocorrência do deslizamento das Cachoeiras

Nas zonas mais próximas da área afetada pelo deslizamento foram monitorizados quatro poços de água entre 14 setembro de 2013 e 01 de fevereiro de 2014. Apesar do período de monitorização não corresponder àquele durante o qual ocorreu o deslizamento, considerou-se ainda assim realizar esta monitorização para se poder ter

uma noção dos incrementos dos níveis freáticos entre a estação seca e a estação húmida.

Os quatro poços de água encontram-se nas Camadas da Abadia, sendo que dois destes localizam-se na sub-bacia hidrográfica de São Sebastião e os outros dois na sub-bacia do Casal do Ouro. Apesar de se localizarem já noutra sub-bacia, estes últimos poços correspondem aos mais próximos do local onde ocorreu o evento (Figura 42 e Tabela 9).

Os incrementos do nível freático verificados entre setembro de 2013 e fevereiro de 2014 atingiram valores superiores a 2 - 3 m. No último levantamento (01 fev. 2014), 3 dos 4 poços verificados tinham o nível freático com valores máximos, ou seja, atingiam a superfície topográfica (Tabela 9).

Tabela 9 – Dados relativos à monitorização de quatro poços feitos nas Camadas da Abadia na zona envolvente ao movimento de vertente das Cachoeiras

Poço	Sub-Bacia Hidrográfica	Dist. do poço ao centróide do deslizamento (m)	Cota Topográfica (m)	Prof. do Poço (m)	Prof. Nível Freático (m)		
					14 Set. 2013	05 Out. 2013	01 Fev. 2014
1	Casal do Ouro	775	129,6	-	2,50	-	0
2		870	142,0	5,25	-	3,41	0
3	São Sebastião	1290	69,6	-	2,10	-	0
4		2100	88,3	4,40	2,10	2,03	0,74

Nas várias visitas de campo ao local, identificaram-se exsurgências de água nos terrenos afetados pelo deslizamento das Cachoeiras. A Fotografia 4, tirada em fevereiro de 2010, revela um desses exemplos onde se vê escorrência de água proveniente dos terrenos mobilizados e que se encontram já sobre a estrada na base da área afetada. Outro exemplo ocorre numa zona superior da vertente, mais concretamente na base do cabeço identificado na secção anterior como sendo composto por uma bancada de arenito. O escoamento de água neste local parece ser elevada no período húmido, de forma que a água na base deste cabeço era encaminhada por um carreiro até uma vala próxima, possível de identificar na Figura 37 e Figura 40 do lado direito à zona instabilizada pelo deslizamento.

O início do deslizamento das Cachoeiras ocorreu no inverno de 2010, entre meados de janeiro e meados de fevereiro do mesmo ano. Face à precipitação que antecedeu este período (secções 4.1.2 e 4.3) e face ao comportamento hidrogeológico observado na área no inverno de 2013/2014, será razoável considerar que, em grande parte da área afetada, o nível freático estaria próximo da superfície topográfica quando se iniciou o deslizamento (e mesmo durante as suas reativações). Esta condição será por isso usada na retroanálise feita ao movimento na próxima secção.

### **6.1.1. Retroanálise do deslizamento das Cachoeiras**

A retroanálise do deslizamento das Cachoeiras foi feita tentando simular, com o maior detalhe possível, as condições existentes durante a sua ocorrência. A definição do modelo geológico, feito com base em sondagens e poços de reconhecimento realizados em zonas próximas e em informação colhida no campo, encontra-se explicada na secção “geologia e geotecnia”.

As **características geotécnicas dos diferentes materiais** definidos no modelo geológico encontram-se sumariadas na Tabela 10. A maioria dos parâmetros geotécnicos utilizados estão de acordo com os ensaios e valores usados em Cenorplan (2004), nomeadamente, as características geotécnicas para os aterros de margas, que se referem a valores de projeto.

Para testar a estabilidade da vertente para as diferentes condições geotécnicas e hidrológicas, utilizou-se o **método de superfícies de rotura circulares experimentais**. Este método procura de forma mais ou menos independente as superfícies de rotura mais prováveis de ocorrer em face das condições estabelecidas. Para isso é apenas necessário definir previamente os parâmetros que definem as roturas circulares a testar (grelha de centros de circunferência e linhas tangentes) (Figura 43).

Após a definição do modelo geológico e método de análise, foram testadas diferentes soluções no *software* Slope/W© 2004, ou seja, diferentes condições do nível freático e variações dos parâmetros de resistência dos materiais. Os testes foram feitos usando o método de análise de Morgenstern-Price.

As observações feitas ao **nível freático** nos diferentes poços de água próximos durante o período seco e húmido permitiram compreender o tipo de oscilação que este

nível sofre sazonalmente em zonas próximas à área de estudo (secção 6.1.4). Nas simulações feitas consideraram-se apenas dois níveis freáticos: próximo da superfície topográfica em grande parte do talude e consideravelmente mais baixo (3 – 4 m de profundidade) de forma a poderem ser testados os dois extremos relativos à alteração da tensão efetiva causada pela saturação dos solos.

Tabela 10 – Parâmetros geotécnicos usados como ponto de partida na retroanálise

<b>Materiais</b>	<b><math>\gamma</math> (kN/m<sup>3</sup>)</b>	<b><math>\Phi</math> (°)</b>	<b><math>C'</math> (kPa)</b>	<b>Fonte de Informação</b>
Aterro de margas tratadas com cal (condições de projeto)	19	30	10	Cenorplan (2004)
Depósitos de cobertura	20	15	0	-
Margas alteradas	22	30	0	Cenorplan (2004)
Margas compactas	22	30	25	Cenorplan (2004)
Arenitos	21,6	45	5	Rocha (1973)

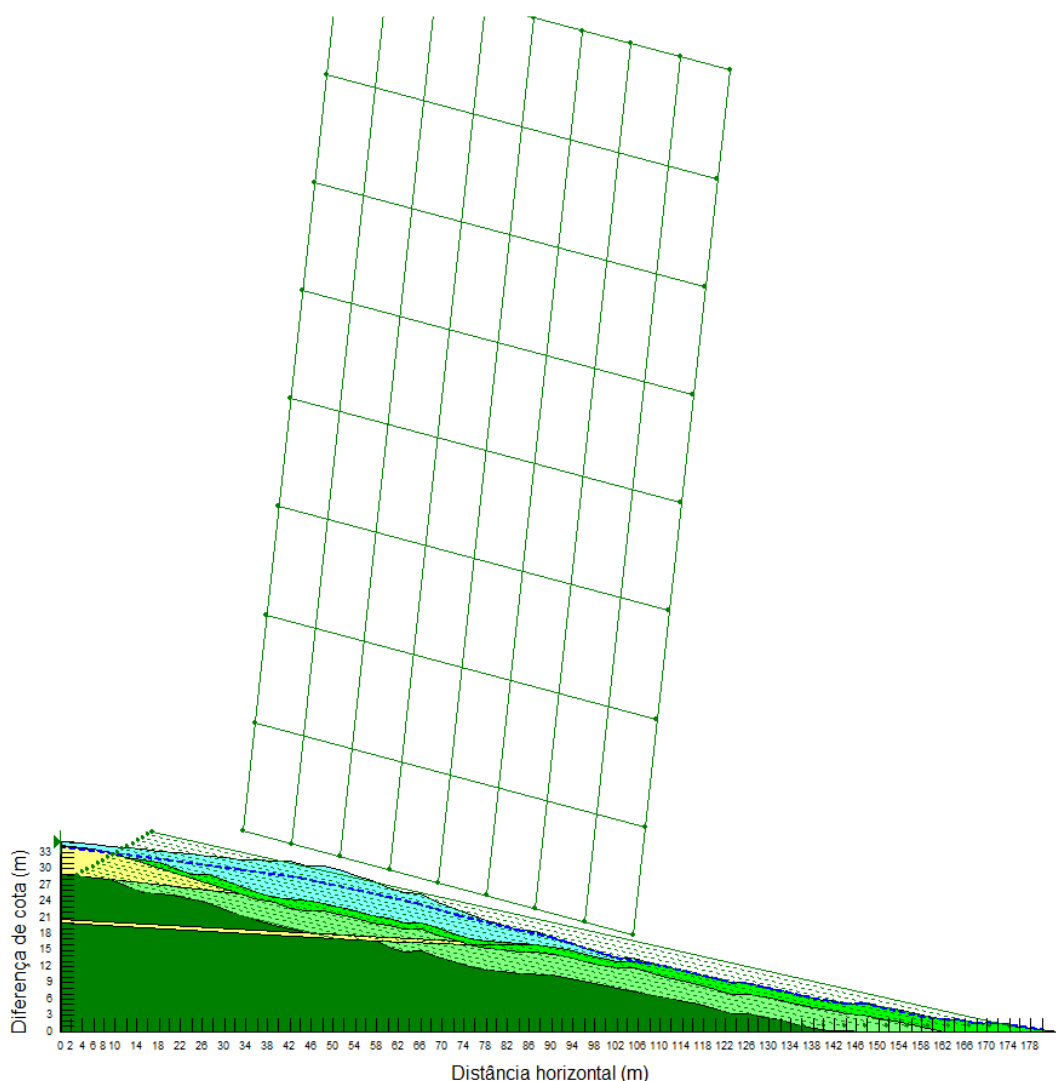


Figura 43 – Grelha de centros de circunferência e linhas tangentes que definem as roturas circulares a serem testadas

#### 6.1.1.1. Degradação das características de resistência das margas

De acordo com Alonso *et al.* (2010), a ocorrência de deslizamentos nas margas das Camadas da Abadia deve-se principalmente à degradação das características geotécnicas destes materiais causada por meteorização. Os mesmos autores referem que os processos de meteorização envolvidos serão a desagregação e a rotura das partículas causados por ciclos consecutivos de molhagem e secagem. Em Oliveira (2006) a propósito das intervenções feitas nas Camadas da Abadia para a construção da A10, a autora refere que estas margas pertencem a uma formação sobreconsolidada e evolutiva que, após escavação, ou outra forma de exposição aos

diferentes processos de meteorização, se altera muito rapidamente, especialmente em contacto com a água. Esta promove destruição das ligações de cimentação, com perda significativa de resistência e levando a transformar-se num solo argiloso.

Pelo exposto, considerou-se simular a degradação progressiva das características geotécnicas das margas usadas no aterro que cobre parte da área em estudo. Os diferentes níveis de degradação simulados vão desde M0 (não alterado), que corresponde às condições de projeto, até M6 (mais alterado), tendo-se considerado uma progressão de degradação dos parâmetros conforme a Tabela 11.

Tabela 11 – Variação do fator de segurança (FS) obtido no GEO-SLOPE/W© 2004 para diferentes parâmetros geotécnicos no aterro de margas e níveis freáticos considerados para o perfil da vertente das Cachoeiras

Estado de meteorização do material do aterro	Ângulo de atrito $\Phi$ (°)	Coesão $c'$ (kPa)	Nível Freático	FS
M0	30	10	↑	1,151
M1	28	9	↑	1,103
M2	26	8	↑	1,055
M3	24	7	↑	1,008
M4	22	6	↑	0,962
			↓	1,361
M5	20	5	↑	0,916
			↓	1,289
M6	19	5	↑	0,905
			↓	1,266

Nota: ↑ - corresponde ao nível freático próximo da superfície topográfica; ↓ - corresponde ao nível freático 3-4 m abaixo da superfície topográfica

Nesta mesma tabela são resumidos os fatores de segurança (FS) mais baixos encontrados na simulação feita no GEO-SLOPE/W© 2004. Valores do FS inferiores a

1,0 indicam que as forças instabilizadoras de corte são superiores às forças resistentes e portanto a vertente está numa condição instável.

As diferentes simulações feitas à vertente das Cachoeiras revela que, para as condições de projeto (M0), a vertente era estável (Tabela 11). No entanto, com a degradação das características geotécnicas do materiais constituintes do aterro atingem-se condições de instabilidade, nomeadamente a partir das condições de resistência expressas em M4 ( $\Phi = 22^\circ$  e  $c' = 6$  kPa) para situações de nível freático elevado. No entanto, nas condições de resistência expressas em M3 com o nível freático próximo da superfície topográfica o FS encontra-se já perigosamente baixo. Outro aspeto interessante é a aparente estabilidade da vertente mesmo para as condições geotécnicas M6 ( $\Phi = 19^\circ$  e  $c' = 5$  kPa) desde que o nível freático se encontre baixo.

Estes resultados estão de acordo com os ensaios reportados em Cenorplan (2004) (e em Oliveira (2006), referindo-se ambas as referências aos mesmos ensaios). Nestes estudos são reportados parâmetros de resistência de corte em margas da zona da Arruda dos Vinhos, previamente desagregadas e preparadas de acordo com os parâmetros obtidos no ensaio de compactação. Os resultados do ensaio de corte direto revelam valores de pico de ângulo de atrito de  $20^\circ$  e coesão de 5 kPa (cf. secção 3.1).

O troço da A10 (Arruda dos Vinhos - Carregado) onde ocorreu o deslizamento em estudo entrou em funcionamento em dezembro de 2006. Se se considerar que o aterro estava já construído em meados de 2006, conforme deduzido pela imagem de outubro desse ano disponível no *Google Earth* (Figura 35), e dado que o deslizamento ocorreu no início de 2010, pode-se concluir que a passagem de M0 até M3 (ou M4) terá sido feita em menos de 3,5 - 4 anos.

Esta aparente rapidez na degradação dos materiais, que supostamente foram tratados para apresentarem permeabilidades extremamente baixas e não sofrerem rápidas degradações (Oliveira, 2006), pode estar relacionada com a espessa bancada de arenitos que existe no setor superior da vertente e que parece ter sido parcialmente coberta pelo aterro. Apesar dos tratamentos feitos aos materiais do aterro, os arenitos terão permitido a circulação de águas até ao aterro, havendo posteriormente a degradação dos seus parâmetros de resistência. Esta hipótese torna-se especialmente verossímil se considerarmos a possibilidade das fundações do aterro não terem sido tratadas de forma adequada.

#### 6.1.1.2. Capacidade do GEO-SLOPE/W © para simular a ocorrência de um deslizamento complexo

O outro aspeto que interessa analisar refere-se à seguinte questão: terá o GEO-SLOPE/W© identificado o deslizamento que efetivamente ocorreu como aquele de maior probabilidade de ocorrência?

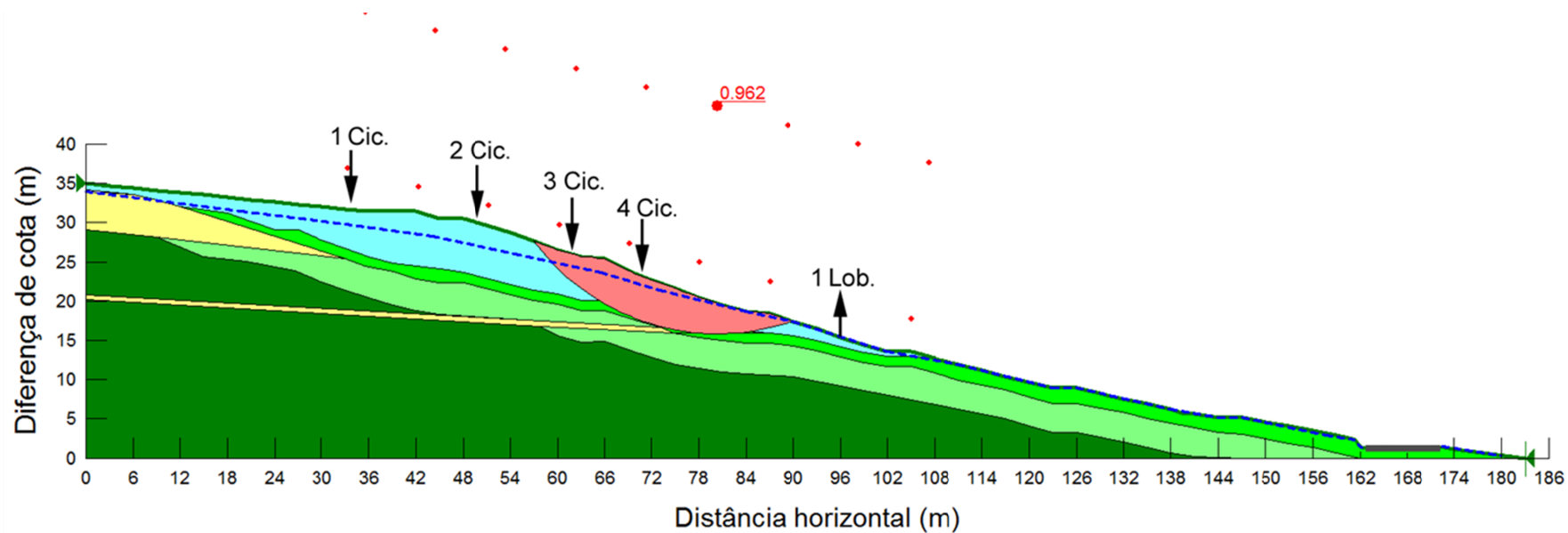
Como elucidado anteriormente, o deslizamento das Cachoeiras não ocorreu num único evento mas foi um deslizamento que teve várias reativações sucessivas (Fotografia 3). Em todas as simulações feitas, verifica-se que a superfície de rotura de menor fator de segurança claramente aproxima-se daquela que ocorreu inicialmente em dezembro de 2010 e não daquelas que resultaram posteriormente, após sucessivos movimentos de retrogressão (Figura 44).

Na Figura 44 incluíram-se as localizações das diferentes cicatrizes e de um dos lóbulos identificados no local em julho 2013. Numa primeira análise esperar-se-ia que a cicatriz 4 - Figura 36 (a primeira a ser formada) coincidisse com o extremo montante da zona instabilizada identificada pelo GEO-SLOPE/W©. No entanto, conhecendo-se as sucessivas reativações deste deslizamento após o movimento inicial em jan. 2010, sabe-se que a cicatriz 4 estaria, em julho de 2013, a jusante do local onde inicialmente se formou, devido aos sucessivos episódios de deformação dos terrenos durante este período. A este propósito veja-se a sucessão de eventos ilustrados na Fotografia 3.

A Figura 45, a Figura 46 e a Figura 47 fazem uma reconstrução interpretativa dos diferentes movimentos que terão ocorrido entre o deslizamento inicial e as sucessivas reativações. Pelo exposto depreende-se que o GEO-SLOPE/W© nesta situação simulou a geometria de rotura rotacional do primeiro deslizamento ocorrido em janeiro de 2010. Este facto está ligado ao método usado na análise que testa várias superfícies de rotura circulares de acordo com os parâmetros introduzidos. No caso do deslizamento das Cachoeiras, os movimentos que se seguiram não se referem a roturas circulares simples mas a movimentos complexos que incluem uma componente de translação e movimento circular por retrogressão, impossíveis de simular através de métodos concebidos para deslizamentos circulares.

Apesar disso é interessante verificar que a profundidade máxima da superfície de rotura obtida pelo software é de ~5,1 m e as diferentes estimativas independentes utilizadas em cima indicam valores que vão desde 4 m a 6,5 m.

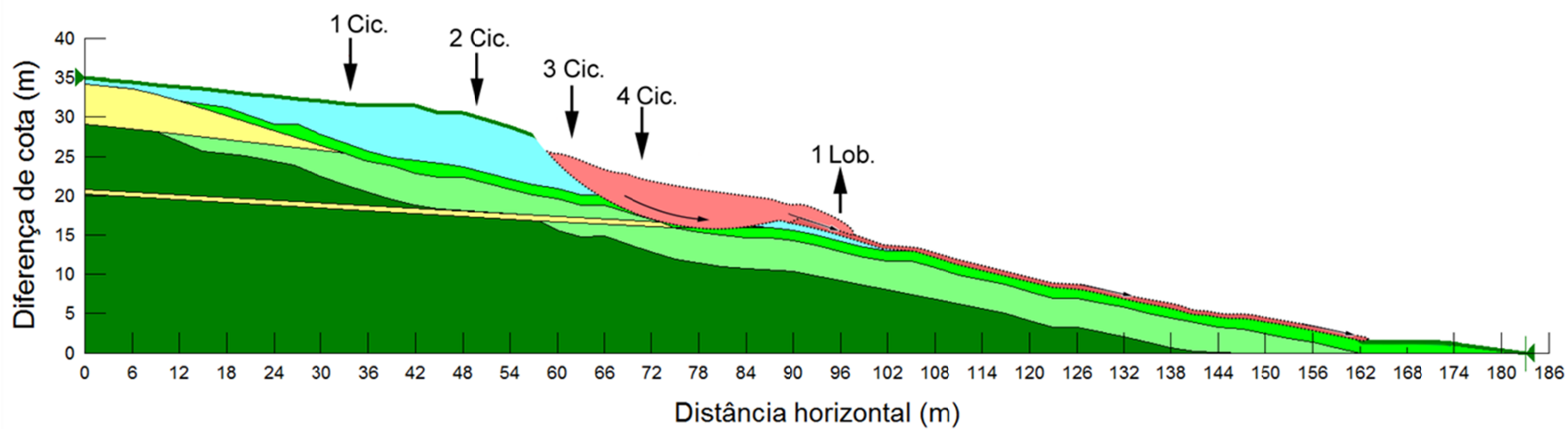




Notas: 1) são indicadas as localizações das cicatrizes (Cic.) e da linha frontal do lóbulo principal (Lob.) identificadas no levantamento geomorfológico de julho de 2013; 2) Os parâmetros de resistência no aterro foram definidos como M4

Figura 44 – Superfície de rotura mais provável para o deslizamento das Cachoeiras obtida pelo método de superfícies de rotura circulares experimentais

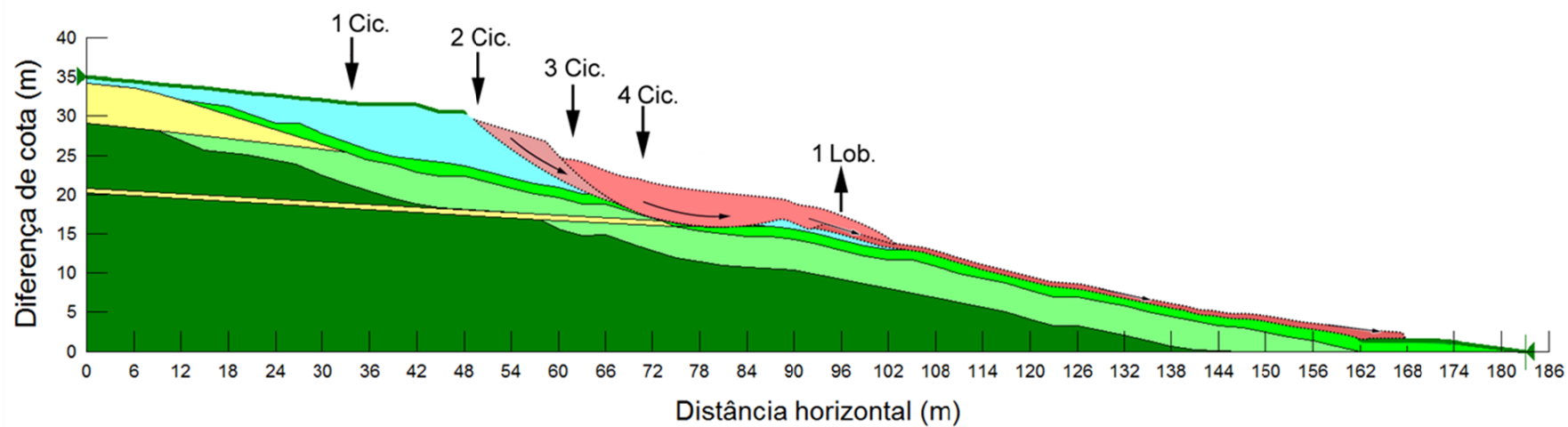
*Propositadamente deixado em branco*



Nota: são indicadas as localizações das cicatrizes (Cic.) e da linha frontal do lóbulo principal (Lob.) identificadas no levantamento geomorfológico de julho de 2013

Figura 45 – Ilustração interpretativa da continuação do deslizamento das Cachoeiras: situação próxima ao observado em 21 fevereiro de 2010

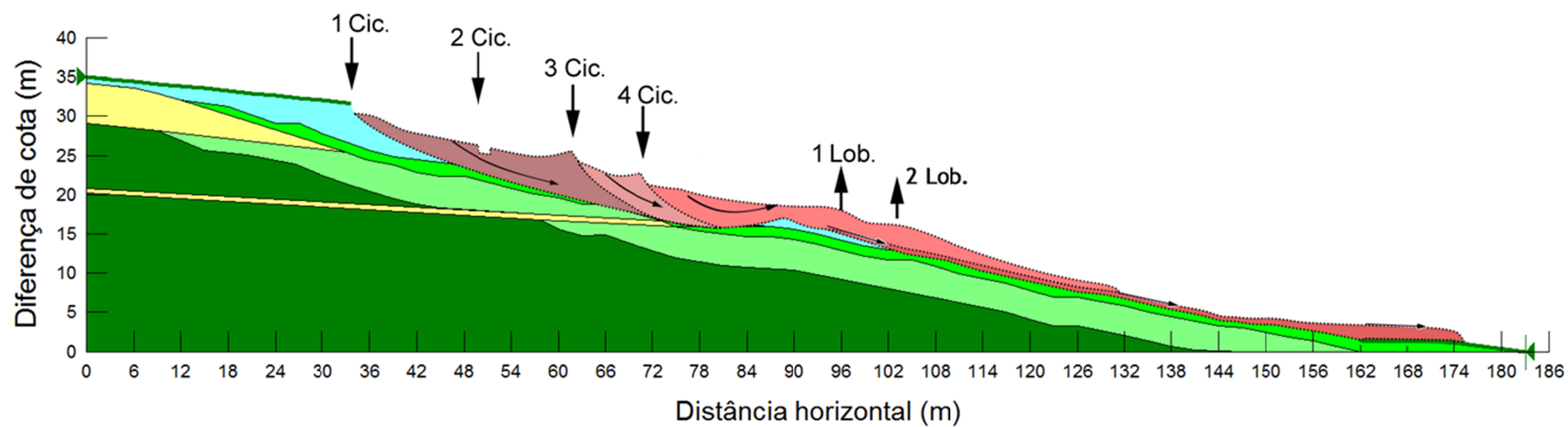
*Propositadamente deixado em branco*



Nota: são indicadas as localizações das cicatrizes (Cic.) e da linha frontal do lóbulo principal (Lob.) identificadas no levantamento geomorfológico de julho de 2013

Figura 46 - Ilustração interpretativa da continuação do deslizamento das Cachoeiras: situação próxima ao observado em 31 outubro de 2010

*Propositadamente deixado em branco*



Nota: são indicadas as localizações das cicatrizes (Cic.) e da linha frontal do lóbulo principal (Lob.) identificadas no levantamento geomorfológico de julho de 2013

Figura 47 - Ilustração interpretativa da continuação do deslizamento das Cachoeiras: situação próxima ao observado em 28 julho de 2013

*Propositadamente deixado em branco*



### 6.1.2. Considerações finais

O deslizamento das Cachoeiras foi um deslizamento profundo e complexo que incluiu uma componente rotacional e outra translacional. Este evoluiu de forma prolongada no tempo, tendo primeiro ocorrido um movimento rotacional simples que rapidamente evoluiu para complexo, com o deslocamento de um bloco de terreno em translação na porção de terreno imediatamente a jusante. Esta porção do deslizamento gradualmente avançou sobre a estrada que cruza a vertente. Na continuação deste movimento, e especialmente depois de serem retirados os terrenos que obstruíam a estrada (mas que davam alguma estabilidade adicional aos terrenos a montante), o deslizamento continuou a evoluir com movimentos de retrogressão, originando a sucessiva migração da cicatriz em direção a montante.

Este deslizamento terá ocorrido numa zona onde previamente terá ocorrido um outro deslizamento. As evidências desta instabilidade são claras nas ortofotografias de dezembro de 1983. Portanto, seria previsível que, após a primeira rotura, esta zona facilmente sofresse novo deslizamento se houvesse alterações que não favorecessem a estabilidade da encosta, nomeadamente sobrecargas na zona de montante, uma vez que os terrenos já tinham sofrido deformações mais ou menos importantes, e portanto estariam em condições de resistência residual.

Com a construção da A10, foram colocados materiais excedentes na vertente em estudo, sob a forma de um aterro de margas previamente tratadas, de modo a não sofrerem importantes alterações das suas características. No entanto, provavelmente os materiais do substrato não foram tratados de forma adequada e a camada de solo superficial preexistente não terá sido totalmente removida, ou seja, nesta situação as fundações do aterro não estavam convenientemente preparadas e terá sido eventualmente nesta zona que se iniciou a rotura. Na retrogressão, efetivamente a superfície de rotura inicial parece ocorrer numa porção considerável do depósito de cobertura (Figura 44).

As roturas iniciais permitiram posteriormente a entrada de água, levando a alterações importantes das propriedades geotécnicas dos materiais do aterro. Segundo a retroanálise aqui feita, estas margas terão sofrido uma degradação rápida (3,5 – 4 anos) nas suas características de resistência de  $\Phi = 30^\circ$  e  $c' = 10$  kPa (valores de projeto) para  $\Phi = 22^\circ$ - $24^\circ$  e  $c' = 6$ - $7$  kPa.

A evolução do deslizamento foi mais tarde exacerbada pela remoção das terras instabilizadas que constituíam a frente/pé do deslizamento, uma vez que estas cobriam, a dada altura, a estrada que atravessa a vertente. Esta ação, em conjunto com a presença de terrenos subjacentes deformados por deslizamentos anteriores, terá ajudado a novas reativações do movimento, levando a que a área afetada aumentasse consideravelmente.

Este deslizamento terá ocorrido pela combinação de quatro fatores essenciais:

- As fundações do aterro não foram convenientemente tratadas, provavelmente levando ao início do deslizamento;
- Perda significativa de resistência das margas do aterro, que passaram a comportar-se como um solo argiloso;
- Presença de superfícies de rotura de deslizamentos antigos nos terrenos mais profundos e subjacentes ao aterro com características de resistência de tipo residual;
- Condições hidrogeológicas muito desfavoráveis, onde o nível freático frequentemente atinge a superfície topográfica.

## **6.2. Deslizamento do Espogueiro**

### **6.2.1. Caracterização geral**

O segundo caso de estudo é o deslizamento rotacional aqui referido como deslizamento do Espogueiro, de acordo com o nome da povoação mais próxima.

Este movimento ocorreu no extremo sul da bacia hidrográfica do RGP, num setor da vertente com declives relativamente suaves ( $<12^\circ$ ). O deslizamento afetou dois terrenos privados por entre os quais passa uma estrada pública.

No inventário dos deslizamentos ocorridos na bacia hidrográfica do RGP no ano hidrológico de 2009/10, o primeiro registo deste deslizamento é de 30 de dezembro de 2009. Este evoluiu depois progressivamente até finais de janeiro de 2010, quando terá sido iniciada a sua estabilização com intervenções de engenharia.

Contrariamente ao deslizamento das Cachoeiras (secção anterior), quando o presente trabalho foi iniciado (julho de 2013), o deslizamento do Espogueiro já tinha sido estabilizado e as estruturas afetadas (e.g. estrada, casa no terreno inferior) já tinham sido reconstruídas, pelo que a informação aqui referida sobre o deslizamento baseia-se na informação obtida aquando do inventário feito em 2009/10 e na informação dada pelo proprietário do terreno localizado no setor superior da área afetada.

### **6.2.2. Topografia da vertente e morfologia do deslizamento do Espogueiro**

#### **6.2.2.1. Topografia da vertente**

A vertente onde ocorreu o deslizamento do Espogueiro apresenta, em plano, cerca de 815 m de comprimento e pode dividir-se genericamente em dois setores: um setor superior, com perfil quase vertical, cortado nos calcários do Complexo Corálico do Amaral e outro inferior, mais extenso e com declives mais suaves, talhado nas Camadas da Abadia. Foi neste setor inferior da encosta, que apresenta um declive médio de  $10,9^\circ$ , onde ocorreu o deslizamento em estudo (Figura 48).

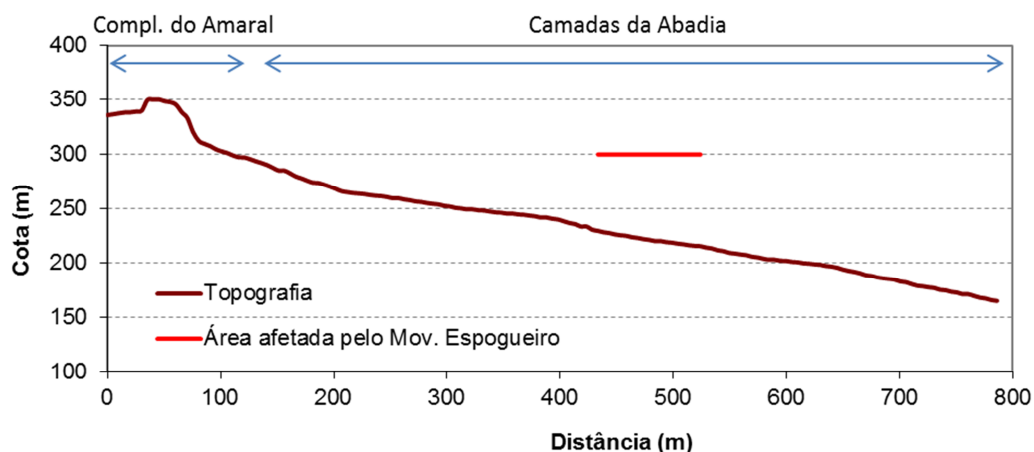


Figura 48 – Perfil topográfico da vertente onde ocorreu o deslizamento do Espogueiro

A zona da vertente afetada pelo deslizamento está distribuída por dois terrenos privados com usos diferentes: o terreno localizado a cotas mais elevadas era, na altura, utilizado para a plantação de vinhas (Figura 49a, b e c), enquanto no terreno inferior estava a ser construída uma vivenda (Figura 49c e Fotografia 10). Em ambos os terrenos houve deposição de terras previamente à ocorrência do movimento de vertente.

No terreno com vinhas, a adição de terras foi feita para uniformizar o declive do terreno uma vez que, segundo o proprietário, anteriormente havia um desnível acentuado no campo de cultivo. Efetivamente, na fotografia aérea de 1983 esse desnível parece visível (Figura 50). Pela observação das fotografias aéreas disponíveis no *Google Earth* não é possível perceber se esta deposição de terras ocorreu no período entre Jun. 2002 e Out.2009, ou se terá sido feita antes deste (Figura 49).

No levantamento aerofotográfico de 1983 identificaram-se características morfológicas bastante degradadas de um anterior movimento de massa em vertente, e parece ter sido nesta zona de maior declive onde se instalou a cicatriz desse movimento de vertente passado (Figura 50). Da mesma forma, foi nesta mesma área de declive mais acentuado, onde foram colocadas terras para adoçar o declive, que se instalou a cicatriz principal do deslizamento do Espogueiro em dezembro de 2009.



Fonte: *Google Earth* 2014; na alínea d) a linha vermelha a tracejado indica a área que foi afetada pelo deslizamento do Espogueiro

Figura 49 – Fotografias aéreas que revelam a evolução da zona onde ocorreu o deslizamento do Espogueiro entre julho de 2002 (a) e setembro de 2011(d)

No outro terreno privado afetado pelo deslizamento, localizado mais a jusante na vertente, foi construído um aterro para a fundação de uma nova vivenda. Segundo informação recolhida nas saídas de campo, os materiais utilizados no aterro resultaram de escavações decorrentes na construção da A10. As fotografias aéreas do

Google Earth (Figura 49a) indiciam que o referido aterro já existia neste local em Jun. 2002.

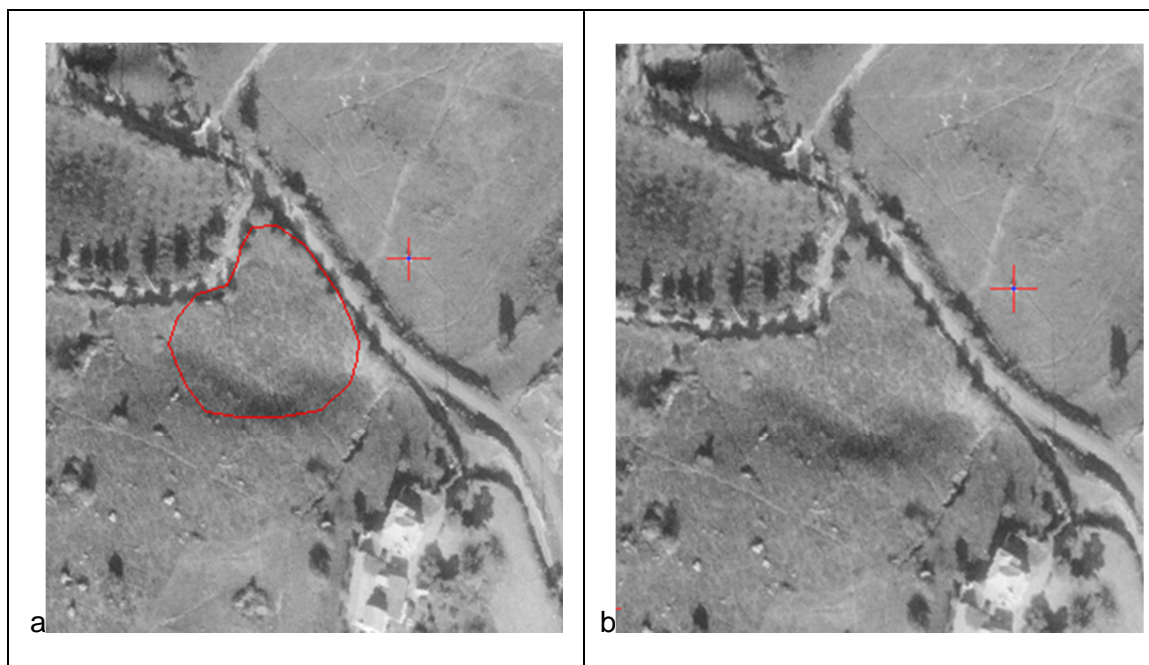


Figura 50 - Fotografia aérea de 1983 onde se observam sinais de instabilidades anteriores a 1983, mais evidentes na área de depleção: a. Interpretação dos limites do deslizamento; b. fotografia sem qualquer interpretação

#### 6.2.2.2. Morfologia do deslizamento do Espogueiro

A morfologia do deslizamento do Espogueiro foi-se revelando desde finais de dezembro de 2009 a finais de janeiro de 2010, sendo os seus limites (frente, flancos e cicatriz) já completamente perceptíveis em meados de janeiro.

De acordo com o acervo fotográfico realizado por Sérgio Oliveira durante a ocorrência, a progressão do deslizamento foi documentada nos seguintes passos (Fotografia 10):

- 30 dezembro 2009 – Apenas uma pequena fenda de tração no flanco esquerdo do deslizamento na estrada que separa as propriedades afetadas; a cicatriz principal ainda não era visível (Fotografia 10a);
- 12 janeiro 2010 – A cicatriz era já bem evidente e apresentava confinamento da superfície de rotura; sem evidências concretas do limite frontal da área afetada;



- 14 janeiro 2010 – Rotura efetiva. Evidências de algum deslocamento horizontal do material deformado no setor central do deslizamento. Havia indícios do impulso vertical na frente do deslizamento, que provocou levantamento da laje superior da garagem, que inclinou na direção da casa em construção. Ao exercer aí pressão, partiu as paredes e danificou ligeiramente a estrutura da mesma (Fotografia 10e);
- 16 janeiro 2010 – Acentuam-se as deformações na área de depleção (cicatriz principal) e nos flancos do deslizamento. Surgem novas fendas de tração perpendiculares à linha de maior declive da vertente;
- 21 janeiro 2010 - Aumento da deformação quer na área de depleção quer na área de acumulação;
- O deslizamento foi estabilizado com muro de betão armado frontal e drenagem. Desconhece-se se houve mais alguma intervenção para a estabilização. A garagem foi demolida e retirada da frente da casa.

Alguns dos parâmetros morfométricos do deslizamento, no seu estado mais avançado, podem ser sintetizados da seguinte forma:

- Área instabilizada = 6.860,4 m<sup>2</sup>
- Comprimento da área afetada = 98 m
- Largura máxima da área afetada = 85 m

O volume da massa instabilizada calculado através da relação empírica de Guzzetti *et al.* (2009) corresponde a 27.036 m<sup>3</sup>. Como no caso de estudo 1, o volume foi utilizado para o cálculo da profundidade máxima do plano de rotura.

A profundidade máxima do plano de rotura obtida foi de 6,2 m, considerando os volumes calculados com base na relação empírica de Guzzetti *et al.* (2009). Em Oliveira (2012) foi estimado que a profundidade máxima do plano de rotura estivesse a cerca de 7,5 m de profundidade, com base na altura da cicatriz, no comprimento da área afetada e no declive da vertente. Estes valores confirmam ter-se tratado de um deslizamento profundo, uma vez que a superfície de rotura ultrapassa os 5 m de profundidade.

*Propositadamente deixado em branco*





Fenda de tração no flanco esquerdo do deslizamento

a) 30 dezembro 2009



Cicatriz inicial do deslizamento

b) 12 janeiro 2010



Deslocamento horizontal do material deformado

c) 14 janeiro 2010



Impulso vertical na frente da área afetada

d) 14 janeiro 2010



Efeitos do impulso vertical do deslizamento

e) 14 janeiro 2010



Evidências do impulso vertical na frente do desliz.

f) 14 janeiro 2010



Rotura lateral (flanco direito)

g) 21 janeiro 2010



Cicatriz principal (indicado pelas setas vermelhas)

h) 17 fevereiro 2010

Nota: Fotos de Sérgio Oliveira

Fotografia 10 – Progressão do deslizamento do Espogueiro entre 30 de dezembro 2009 e 17 de fevereiro 2010



*Propositadamente deixado em branco*

Em julho de 2013 foi feito um levantamento morfológico dos elementos ainda visíveis do deslizamento, nomeadamente da cicatriz que não sofreu intervenções. Foi também feito um levantamento da topografia com um GPS, no entanto, este não cobriu a totalidade do perfil, uma vez que a parte inferior do mesmo encontra-se vedada. A Figura 51 permite a comparação da topografia da vertente no setor de depleção antes e após o evento. Na zona da cicatriz existe atualmente um desnível vertical com pouco mais de 2 m.

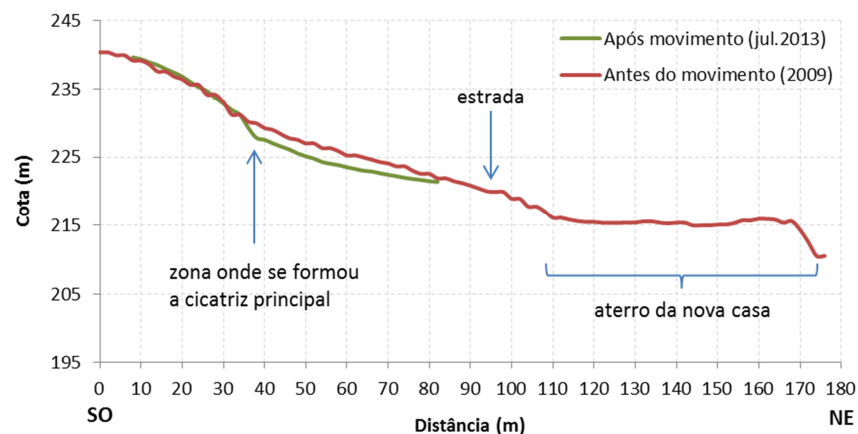
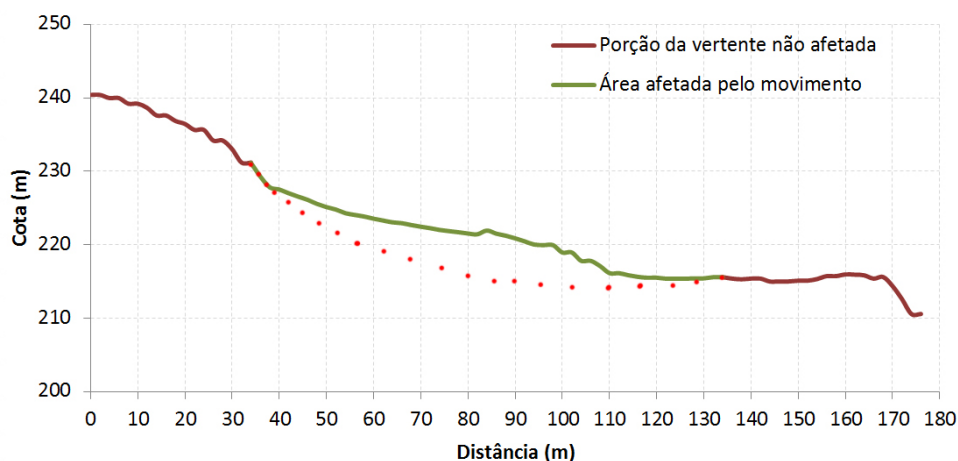


Figura 51 – Superfície topográfica da vertente antes e após o deslizamento do Espogueiro

Face à informação registada durante a realização do inventário dos deslizamentos em 2009/2010, e aquela adquirida mais recentemente, o movimento pode classificar-se como um deslizamento rotacional profundo e simples considerando o estilo de atividade, ou seja, consiste num único movimento sem modificação no plano de rotura à medida que ocorre a deslocação da massa instabilizada. A Figura 52 revela a superfície de rotura deduzida face às marcas encontradas à superfície e à sua profundidade máxima determinada anteriormente.



Nota: o tracejado a vermelho representa a hipotética superfície de rotura

Figura 52 – Dedução da superfície de rotura do deslizamento do Espigueiro

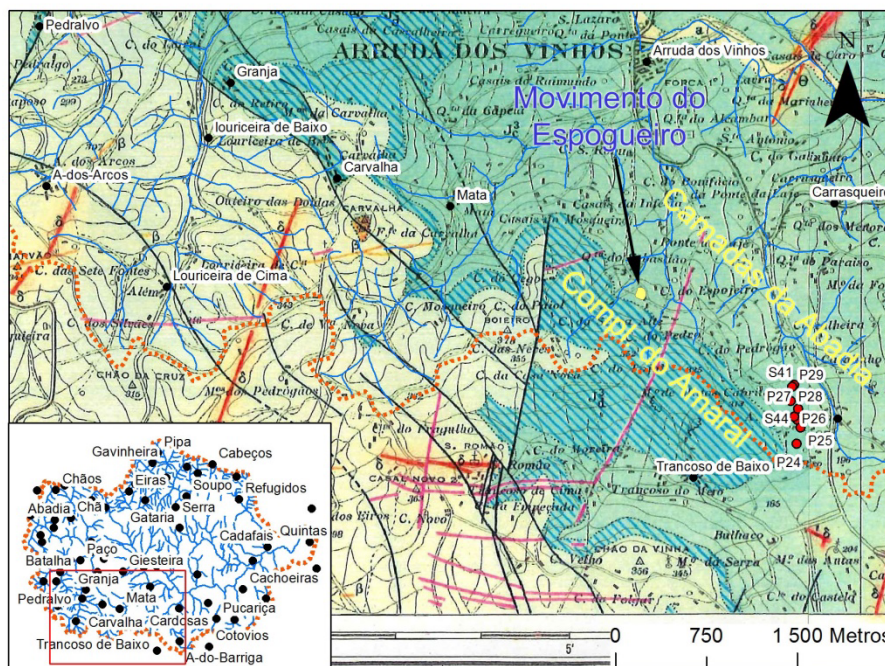
### 6.2.3. Geologia e geotecnia

Segundo a carta geológica de Portugal na escala 1:50.000, o deslizamento do Espigueiro ocorreu numa encosta onde afloram as Camadas da Abadia, mas em localização já muito próxima da formação sobrejacente, o Complexo do Amaral (Figura 53).

O conhecimento geológico e geotécnico da zona onde ocorreu o deslizamento do Espigueiro foi aqui apoiado nos levantamentos feitos para os projetos de execução da A10 - Cenorplan (2004), entre outros elementos, nomeadamente em observações de campo. No entanto, os trabalhos de prospeção mais próximos ficam a cerca de 1500 m de distância da área onde ocorreu o deslizamento (Figura 53).

Os referidos trabalhos de prospeção, apesar de poderem não refletir a realidade da zona em estudo, foram feitos numa zona algo próxima e também localizada nas Camadas da Abadia, no sopé da vertente cujo setor superior é ocupado pelos calcários do Complexo do Amaral.

Nesta zona próxima as condições geológicas locais caracterizam-se pela presença de depósitos de vertente que podem atingir espessuras da ordem dos 8 m, sobrejacentes a um maciço constituído por rochas silto-argilosas, por vezes com camadas areníticas ou calcárias intercaladas, mais resistentes (Matos, 2008).



Nota: imagem subjacente corresponde à Folha 30-D da Carta Geológica de Portugal 1:50.000 (Zbyszewski & Assunção, 1965)

Figura 53 – Localização da área afetada no deslizamento do Espigueiro e das sondagens e poços de reconhecimento

Os depósitos de vertente apresentam composições silto-argilosas a arenosas, por vezes, com calhaus e blocos de calcário de dimensão decimétricas a métricas, que se encontram disseminados na matriz de composição argilosa/arenosa. Os blocos de calcários são provenientes do desmantelamento da Formação Corálico do Amaral (Complexo do Amaral), que ocorre no topo da encosta.

A diferenciação dos materiais de aterro/depósitos de vertente relativamente ao substrato torna-se evidente através dos resultados do ensaio de SPT. Enquanto os primeiros materiais apresentam N inferiores a 20, os outros, mais profundos, apresentam valores N de nega, por vezes mesmo em 1ª fase. Apesar disso, foram encontrados alguns valores anómalos que corresponderão ao horizonte descomprimido do topo deste complexo (Tabela 12).

O modelo geológico do perfil (Figura 54) sujeito a retroanálise na próxima secção foi elaborado considerando o seguinte:

A espessura dos **depósitos de cobertura**, ou terra vegetal como é referida em Matos (2008), apresenta no local estudado por esta autora aproximadamente 1 m. No entanto, considerando a informação dada pelo proprietário do terreno afetado pelo

deslizamento do Espigueiro, as raízes das vinhas conseguem facilmente atingir os 2 m de profundidade no solo. Por outro lado, o modelo hidrológico regional, depois de calibrado, considera igualmente que o solo edáfico apresenta profundidades médias superiores a 1 m. Deste modo, considerou-se 2 m como a profundidade dos depósitos de cobertura.

Tabela 12 - Resultados de vários ensaios efetuados em amostras de sondagens feitas em áreas relativamente próximas ao deslizamento do Espigueiro

Sondagem nº	Profund. atingida (m)	N <sub>SPT</sub> (prof. em m)	% Recup. (prof. em m)	% RQD (prof. em m)	Nível de água (m)	Grau de fracturação (F) (prof. em m)	Formação
S43	15,0	60 (1,5)	70% (1,7-4,2) 100% (4,2-15,0)	20% (1,7-4,2) 40-60% (4,2-15,0)	8,4	F4-5 (2,0-8,7) F4 a F3 (8,7-15,0)	J
S44	15,0	10 – 16 (1,5 e 3,0) 56 (4,5) 60 (6,0)	20-70% (0-5,7) 90-100% (5,7-15,0)	30-50% (2,7 – 7,7) 60-80% (7,7-15,0)	1,9	F4 a F3 (5,0 – 15,0)	dv/J4
S40 EP	13,1	7-15 (1,5 – 4,5) 60 (6,0 e 7,5) 60 (9,0–13,0) 1ªF	-	-	-	-	dv/J4
S41 EP	10,0	21 (1,5) 60 (6,0 – 7,5) 60 (7,0 – 10,0) 1ªF	-	-	4,0	-	

Fonte: Matos (2008)

Face à profundidade máxima da superfície de rotura determinada (6,2 m vs. 7,5 m) e considerando que o deslizamento do Espigueiro ocorreu na continuação lateral da mesma vertente onde foram feitos os trabalhos de prospeção, e a cotas semelhantes, no modelo geológico foram usadas igualmente profundidades de **margas alteradas** de 8 m, em conformidade com o encontrado nos referidos trabalhos de prospeção.

O proprietário do terreno afetado indicou a existência de um “cabeço” rochoso junto à cicatriz do deslizamento. Este terá sido encontrado em 2010 quando foi feito um poço de água neste local, já após a ocorrência do deslizamento. Este bloco pode

corresponder a um bloco de rocha calcária derivada do desmonte do setor superior da vertente, à semelhança do que foi detetado na zona estudada em Matos (2008). Por outro lado, este mesmo cabeço pode ser uma situação semelhante à identificada na zona do deslizamento das Cachoeiras, onde uma camada espessa de arenito confina com a zona onde se desenvolveu a cicatriz principal do deslizamento. Considerando o comportamento das águas subterrâneas no local (cf. capítulo seguinte), opta-se por considerar que se trata de uma **camada de arenito** que apresenta continuidade horizontal. De qualquer forma, a escolha entre ambas as explicações terá poucas implicações em termos da análise de estabilidade efetuada mais à frente.

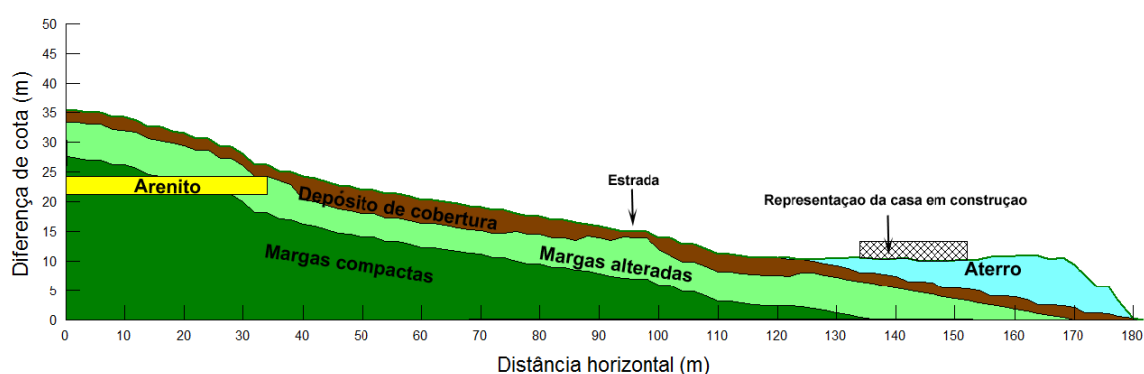


Figura 54 – Modelo geológico definido para o estudo do deslizamento do Espogueiro

#### 6.2.4. Águas superficiais e subterrâneas

O deslizamento em estudo ocorreu na sub-bacia hidrográfica de Salema localizada na margem esquerda da bacia hidrográfica do RGP, mais concretamente num setor montante da sub-bacia (Figura 55). A zona afetada situa-se entre dois regueiros que se encontram secos durante a maior do ano.

Entre 14 setembro de 2013 e 01 de fevereiro de 2014 foram monitorizados quatro poços em zonas próximas da área afetada (Figura 55). Apesar do período de monitorização não corresponder àquele durante o qual ocorreu o deslizamento, considerou-se ainda assim realizar esta monitorização para se conhecer melhor os incrementos dos níveis freáticos entre a estação seca e a estação húmida.

Os quatro poços encontram-se nas Camadas da Abadia, e localizam-se todos na sub-bacia hidrográfica da Salema (Figura 55 e Tabela 13).



A diferença de cota do nível freático entre outubro de 2013 e fevereiro de 2014 atinge valores superiores a 2,5 m em todos os poços. Note-se que o poço 5, localizado na zona onde se instalou a cicatriz do deslizamento (Fotografia 2), não apresentou oscilação do nível freático, visto que nas três monitorizações realizadas o nível freático se encontrava ao nível da superfície topográfica. Esta posição do nível freático manteve-se em setembro de 2013, após várias semanas sem precipitação. Segundo o proprietário do terreno, o poço apresenta-se cheio durante todo o ano, desde que foi construído em 2010.

Nas saídas de campo identificou-se também uma nascente e o respetivo fontanário a cerca de 170 m do centróide da área afetada pelo deslizamento.

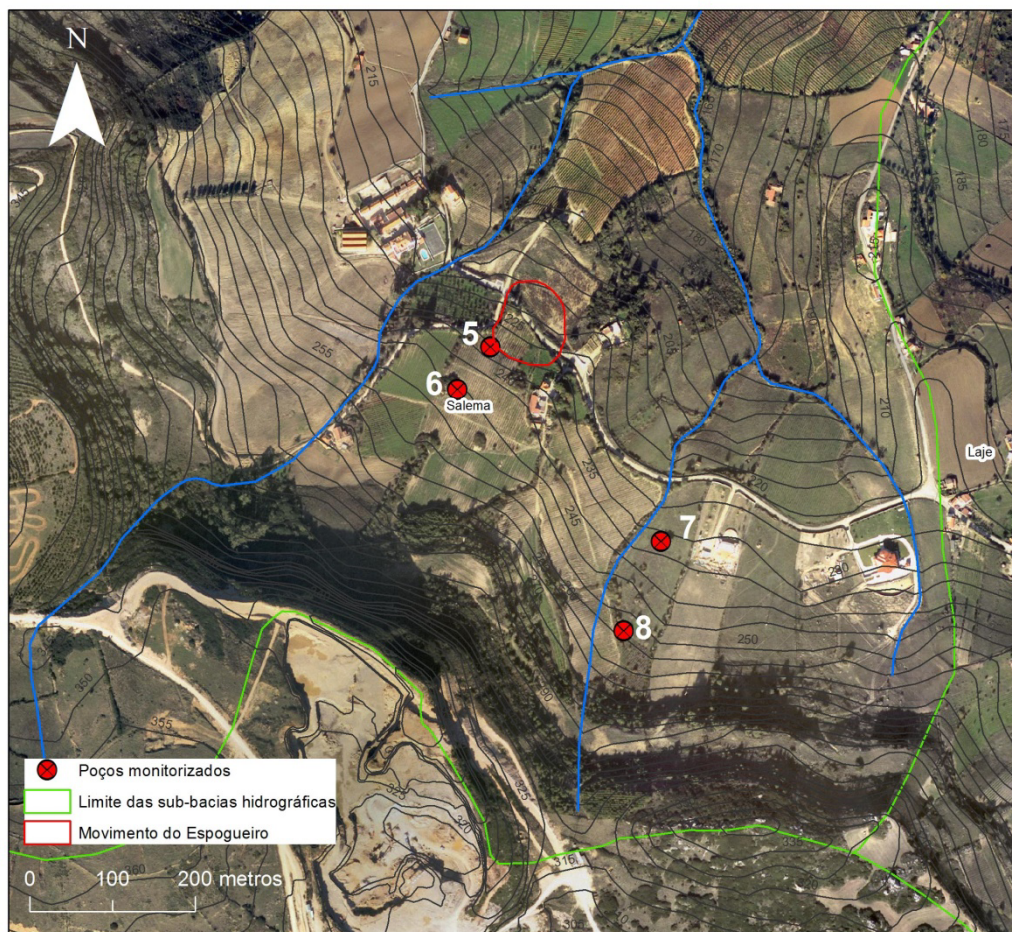


Figura 55 – Localização dos diferentes poços de água monitorizados que estão próximos à zona de ocorrência do deslizamento do Espoqueiro



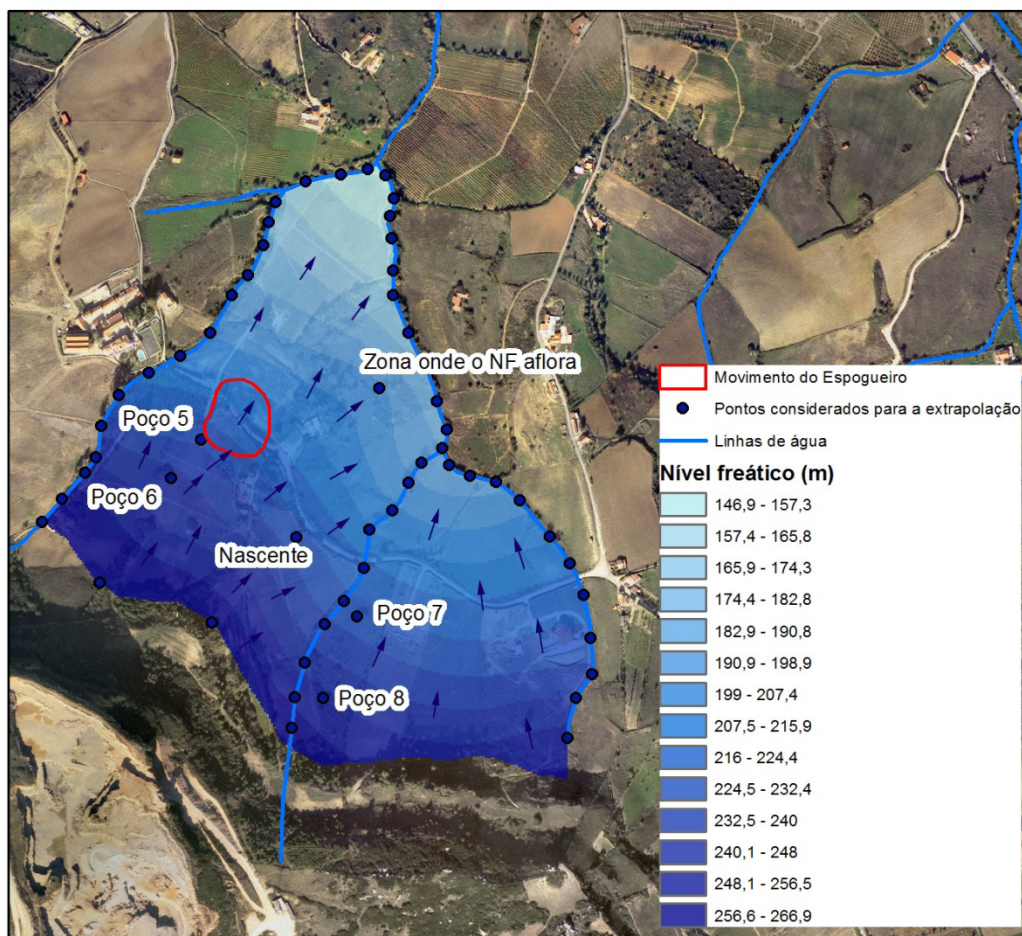
#### 6.2.4.1. Superfície freática a 5 de outubro de 2013

A interpolação do nível freático existente na área a 5 de outubro de 2013 foi feita a partir dos dados de monitorização dos poços de água nesse dia e usa ainda: dois pontos onde o nível freático interseja permanentemente (segundo os locais) a superfície topográfica (nascente e local identificado a jusante da zona instabilizada) e vários pontos nas linhas de água (Figura 56).

Tabela 13 – Dados relativos à monitorização de quatro poços feitos nas Camadas da Abadia na zona envolvente ao deslizamento do Espoqueiro

Poço	Sub-Bacia Hidrográfica	Dist. do poço ao centróide do deslizamento (m)	Cota Topográfica (m)	Prof. do Poço (m)	Prof. Nível Freático (m)		
					14 Set. 2013	05 Out. 2013	01 Fev. 2014
5	Salema	55	231	2,32	0	0	0
6		120	245	-	-	3,19	0,70
7		307	232	4,45	-	3,05	0,20
8		390	254	4,65	3,60	3,52	0,23

Os limites laterais e jusante desta análise são as linhas de água próximas aos poços estudados e a montante é a cota dos 270 m. Os pontos nas linhas de água são pressupostos teóricos para se criar a superfície freática. Considerou-se que na zona da vertente onde se encontram os poços, a profundidade do nível freático nestas linhas de água era sensivelmente semelhante a estes, sendo que esta profundidade aumentava em direção a montante (e diminuía ligeiramente para jusante). Como se trata de um meio poroso, estratificado, pouco permeável, o nível freático tende a acompanhar muito a topografia (Custodio & Llamas, 1983), mas haverá sempre um aumento da profundidade do mesmo à medida que nos aproximamos da zona de cabeceira das linhas de água.



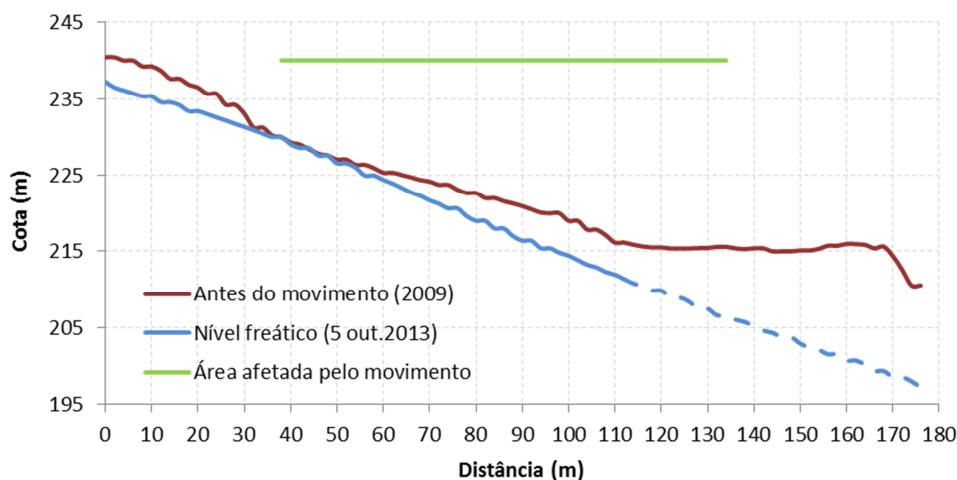
Nota: setas indicam a direção do fluxo

Figura 56 – Nível freático a 5 de outubro de 2013 na zona em estudo

A superfície freática existente a 5 de outubro de 2013 não reflete os níveis máximos das águas subterrâneas, como aliás é revelado pela monitorização feita (Tabela 13). Os níveis freáticos medidos a 01 de fevereiro de 2014 parecem atingir a superfície topográfica em grande parte da vertente estudada. Contudo, mesmo quando o nível freático não está no seu máximo, a superfície freática atinge a superfície topográfica na zona onde se instalou a cicatriz do movimento (Figura 57).

Face à precipitação que antecedeu a ocorrência do deslizamento do Espigueiro (Capítulo 4) e face ao comportamento hidrogeológico observado na área no inverno de 2013/2014, será razoável considerar que, em grande parte da área afetada, o nível freático estaria próximo da superfície topográfica quando se iniciou o deslizamento do Espigueiro nos finais de 2009. Deste modo, na retroanálise feita ao deslizamento na próxima secção esta condição será usada como situação extrema máxima e como

extremo mínimo será usada uma situação análoga àquela existente a 5 de outubro de 2013.



Nota: a representação do nível freático (NF) a tracejado indica o resultado da interpolação que é visto com algumas reservas; é espectável que o NF não se afunde linearmente em direção a jusante, mas que acompanhe um pouco mais a superfície topográfica

Figura 57 – Corte topográfico da vertente em análise com o nível freático interpolado para 5 de outubro de 2013

#### 6.2.5. Retroanálise do deslizamento do Espogueiro

À semelhança da análise feita anteriormente para o deslizamento das Cachoeiras (secção 6.1), foi testada a degradação das características geotécnicas das margas mais superficiais, designadas por margas alteradas. Da mesma forma que no caso anterior, testaram-se várias condições geotécnicas para a camada de margas alteradas, definidas de M0 a M6, de acordo com a Tabela 11.

Numa primeira fase foi testada a estabilidade da vertente utilizando o método de superfícies de rotura circulares experimentais. Os resultados indicam que mesmo para a posição mais desfavorável do nível freático e para as condições geotécnicas mais desfavoráveis [M6 ( $\Phi = 19^\circ$  e  $c' = 5$  kPa)], a vertente mantém um FS mínimo de 1,13 (Figura 58).

Em adição, a zona indicada como afetada com o referido FS mínimo não corresponde àquela que de facto ocorreu entre Dez. 2009 e Fev. 2010, mas a um potencial deslizamento de menores dimensões e localizado a montante da zona efetivamente afetada (Figura 58).

Num passo seguinte, uma vez que se conhecem os locais onde efetivamente a superfície de rotura intersectou a superfície topográfica, recorreu-se ao cálculo do FS utilizando a opção do GEO-SLOPE/W© que permite a definição prévia da zona de entrada e de saída da superfície de rotura.

Os resultados desta experiência revelam que a rotura que efetivamente ocorreu no local apenas apresenta FS igual ou inferior a 1 quando as características geotécnicas das margas alteradas são consideradas com  $\Phi = 14^\circ$  e  $c' = 2$  kPa, assumindo uma diminuição progressiva e conjunta de ambas as grandezas a partir dos valores iniciais definidos por M0. Foi ainda necessário considerar que no centro da área afetada pelo deslizamento, a espessura das margas alteradas era cerca de 1,5 m mais profundo do que o anteriormente definido (Figura 59).

Este último ajuste parece ser perfeitamente admissível, sendo aliás necessário para explicar a ocorrência de um deslizamento destas dimensões. Note-se que a profundidade máxima da superfície de rotura de menor FS atinge cerca de 10 m, valor superior àqueles estimados inicialmente (cf. secção 6.2.2.2) por dois processos diferentes (entre 6,2 m e 7,5 m).

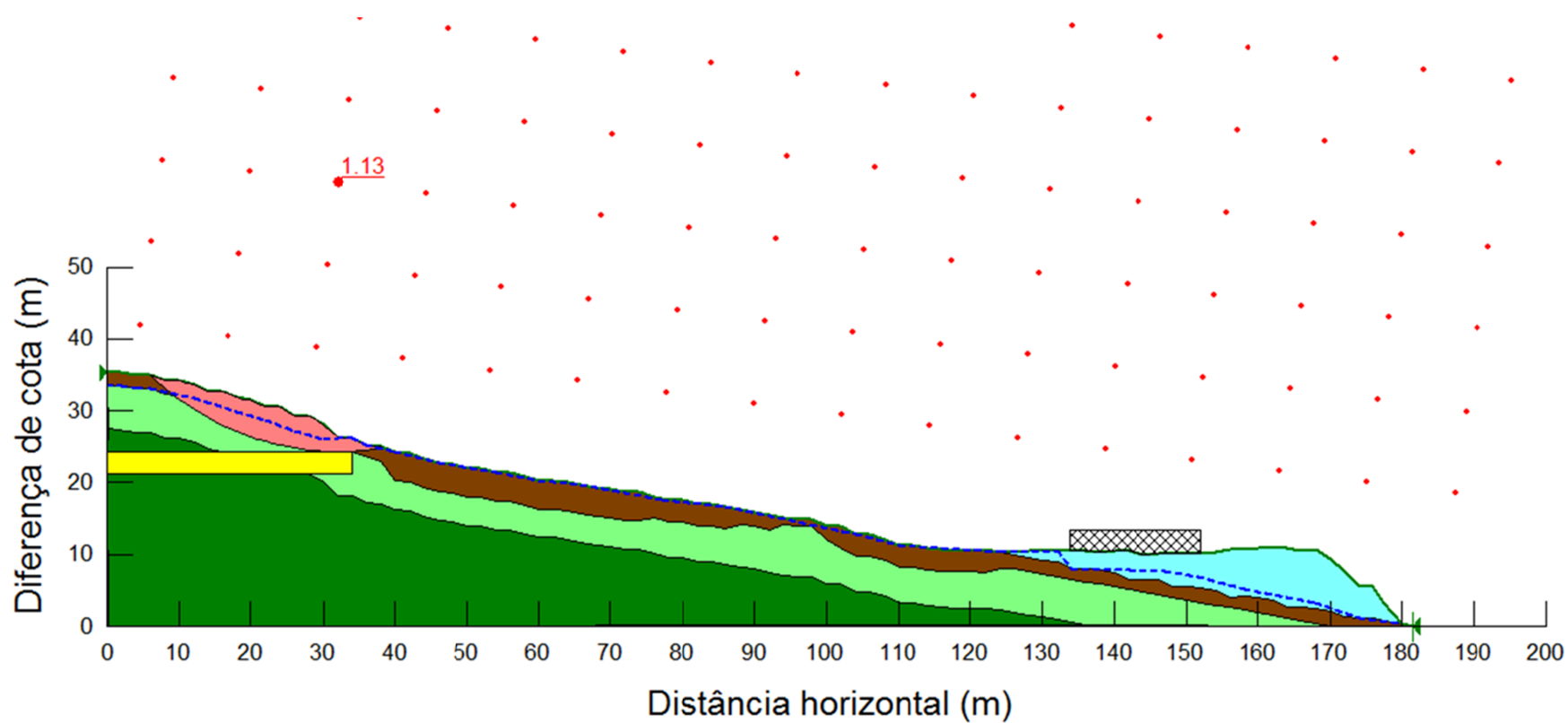
Relativamente às características geotécnicas que são necessárias definir para as margas alteradas, efetivamente trata-se de valores extremamente baixos, mesmo para este tipo de materiais. No entanto, em Cenorplan (2004) são reportados resultados de ensaios de corte para as margas das Camadas da Abadia de parâmetros de resistência residual de  $c'_{res} = 0$  a 2 kPa e  $\phi'_{res} = 5$  a  $9,7^\circ$ . Por outro lado, de acordo com as relações de Skempton (função da percentagem de argila) e de Kanji, (função do índice de plasticidade) serão de esperar ângulos de atrito residuais entre  $15^\circ$  e  $18^\circ$  (Cenorplan, 2004).

Outra das experiências feitas consistiu em usar, para as margas alteradas, as características geotécnicas ( $\Phi = 12^\circ$  e  $c' = 7$  kPa) obtidas em Pimenta (2011) para as Camadas da Abadia (margas, argilitos e arenitos micáceos). Estes valores resultam da convergência dos resultados de retrogressão de vários deslizamentos ocorridos neste tipo de litologias e utilizando o modelo Talude Infinito. O FS obtido nestas condições é também próximo de 1 (1,09) (Figura 60) o que leva a pensar que também estas características geotécnicas poderiam levar à ocorrência do deslizamento do Espogueiro.

Estes resultados levam a pensar que o deslizamento do Espogueiro instabilizou materiais que teriam já sido deformados anteriormente por um deslizamento. Ou seja, na realidade esta superfície de rotura terá sido reativada pela alteração das condições de equilíbrio atingidas após o primeiro movimento.

Efetivamente, o proprietário do terreno onde se instalou a cicatriz assumiu a colocação de terras desde a zona onde ocorreu a cicatriz até à estrada para a adoçar a encosta. Apesar de serem quantidades relativamente pequenas de terra (espessura máxima na ordem dos 2 m) esta alteração, e provavelmente a alteração na circulação de águas provocadas pela construção da casa a jusante da estrada, levaram ao desencadear deste deslizamento. De acordo com o referido proprietário, na zona superior dos terrenos instabilizados a topografia resultante após o deslizamento assemelha-se muito àquela que existia antes do adoçamento do terreno.

*Propositadamente deixado em branco*

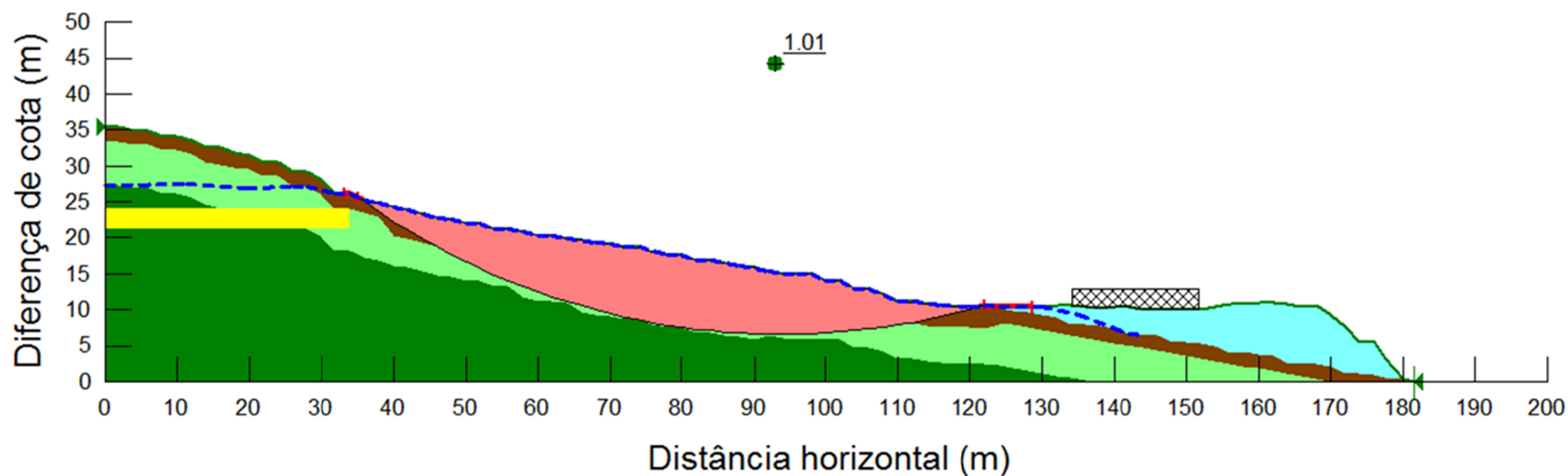


Notas: 1) Os parâmetros de resistência das margas alteradas são definidas como M6; 2) a legenda do modelo geológico encontra-se na Figura 54

Figura 58 - Superfície de rotura mais provável no perfil do Espogueiro obtida através do método de superfícies de rotura circulares experimentais

*Propositadamente deixado em branco*

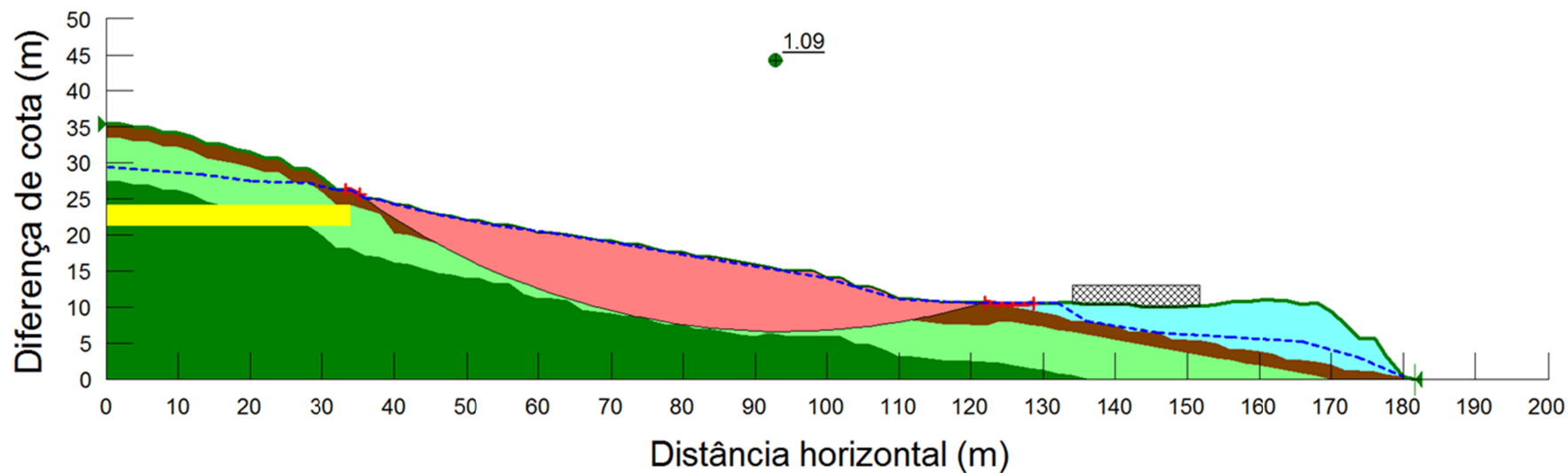




Notas: 1) Linhas a vermelho representam os locais de entrada e saída possível para a superfície de rotura; 2) Os parâmetros de resistência das margas alteradas considerados são  $\Phi = 14^\circ$  e  $c' = 2$  kPa; 3) a legenda do modelo geológico encontra-se na Figura 54; 4) o centro assinalado não corresponde ao centro do arco de círculo porque neste caso são estabelecidas as zonas de entrada e saída e a configuração resultante da fatia instável poderá não ser perfeitamente circular

Figura 59 - Superfície de rotura mais provável no perfil do Espogueiro obtida depois de definidos os locais possíveis de entrada e saída da mesma, considerando uma forte degradação das propriedade geotécnicas das margas alteradas

*Propositadamente deixado em branco*



Notas: 1) Linhas a vermelho representam os locais de entrada e saída possível para a superfície de rotura; 2) Os parâmetros de resistência das margas alteradas considerados são  $\Phi = 12^\circ$  e  $c' = 7$  kPa, de acordo com Pimenta (2011); 3) A legenda do modelo geológico encontra-se na Figura 54; 4) O centro assinalado não corresponde ao centro do arco de círculo porque neste caso são estabelecidas as zonas de entrada e saída e a configuração resultante da fatia instável poderá não ser perfeitamente circular

Figura 60 - Superfície de rotura mais provável no perfil do Espogueiro obtida depois de definidos os locais possíveis de entrada e saída da mesma, considerando as propriedades geotécnicas das margas alteradas conforme Pimenta (2011)

*Propositadamente deixado em branco*

#### **6.2.6. Considerações finais**

O deslizamento do Espogueiro pode ser classificado como um deslizamento rotacional profundo e simples quanto ao estilo da atividade. Este terá sido iniciado nos finais de dezembro de 2009 e evoluiu até finais de janeiro de 2010, quando foi sujeito a obras de estabilização.

Este movimento de vertente ocorreu numa zona onde previamente já teria ocorrido pelo menos um outro deslizamento. As evidências desta instabilidade anterior são claras nas ortofotografias de dezembro de 1983. Portanto, trata-se de uma zona debilitada em termos geotécnicos onde existem condições para que ocorra um novo deslizamento se houverem alterações que instabilizassem a encosta, uma vez que os terrenos já sofreram deformações mais ou menos importantes e portanto as propriedades de resistência estarão mais degradadas, correspondendo a condições de resistência residual.

Desde a primeira ocorrência visível nas ortofotografias de 1983, os terrenos afetados ou outras áreas próximas terão possivelmente sofrido variadas alterações passíveis de alterar as condições de equilíbrio da encosta em geral. Mais recentemente, no terreno onde se reinstalou mais tarde a cicatriz do novo deslizamento foram colocadas terras de forma a adoçar o declive. Este enchimento abrangeu uma área com 47 m de comprimento médio e uma espessura máxima de 2 m de altura. Outra alteração recente feita na encosta corresponde à construção de um aterro na base dos terrenos instabilizados para a construção de uma vivenda. Segundo informação colhida no campo, este aterro terá sido essencialmente construído com materiais margosos da região.

As retroanálises deste deslizamento revelam que mesmo com condições hidrogeológicas muito desfavoráveis à estabilidade da vertente, a ocorrência deste deslizamento apenas é possível se forem consideradas características de resistência nas margas alteradas muito baixas, típicas de materiais deformados ( $\Phi = 12-14^\circ$  e  $c' = 2-7$  kPa). Esta conclusão leva a pensar que o deslizamento que se desenvolveu entre dezembro 2009 e janeiro de 2010 correspondeu à reativação de um deslizamento anterior.

Este novo deslizamento terá ocorrido pela combinação de três fatores essenciais:

- Adição de sobrecargas nos terrenos superiores da zona que viria a ser instabilizada;
- Presença de terrenos deformados, com superfícies de rotura antigas com características de resistência residual
- Condições hidrogeológicas locais desfavoráveis, nomeadamente a presença permanente do nível freático junto à superfície topográfica na zona onde se instalou a cicatriz.

O facto de o poço estar sempre cheio mesmo no verão pode indicar que exista artesianismo neste local, ou seja, a superfície piezométrica está localizada acima da superfície topográfica. Nesta situação as condições de instabilidades seriam maiores e portanto os FS calculados nas retrogressões seriam necessariamente um pouco mais baixos.

Dadas as características hidrogeológicas do local compreende-se que a oscilação do nível freático ocorrida no ano hidrológico de 2009/10 e os máximos dos níveis atingidos nesse ano poderão não ter sido particularmente importantes para a ocorrência deste deslizamento profundo. Com efeito este deslizamento não se encontra dentro do grupo maioritário de movimentos ocorridos no ano hidrológico de 2009/10 que se mostram sensíveis às oscilações do nível freático, conforme ilustrado na secção 5.2.

## 7. Conclusões finais

A bacia hidrográfica do Rio Grande da Pipa (RGP) é uma região propensa à ocorrência de movimentos de massa em vertente. O ano hidrológico de 2009/10, foi um ano caracterizado por elevados índices de precipitação o que proporcionou a ocorrência de um também elevado número de deslizamentos.

Segundo a análise hidrológica regional efetuada, dos três compartimentos estudados (solo edáfico, zona não saturada e aquífero) aquele cujo conteúdo em água apresenta maior correlação com a distribuição temporal dos deslizamentos é o aquífero.

O balanço hídrico diário da bacia do RGP calculado com o Visual Balan v.2 revela que o aquífero livre respondeu com uma oscilação significativa do nível freático às condições excepcionais de pluviosidade verificadas no ano hidrológico de 2009/10. Após 300 mm de precipitação cumulativa, o desfasamento temporal entre o dia em que se atingiu metade da precipitação acumulada no evento de precipitação e o nível máximo do nível freático como resposta a esse mesmo evento foi próximo de 5 dias.

Por outro lado, o balanço hídrico anual da bacia do RGP revela também a importância do fluxo hipodérmico. Este fluxo sub-superficial parece estar associado à presença de bancadas contínuas de arenito e calcário intercaladas nas margas, proporcionando um fluxo preferencial ao escoamento das águas infiltradas, permitindo a afluência destas a zonas mais profundas e a consequentes alterações das características de resistência das margas nestas zonas.

Os deslizamentos ocorridos no ano hidrológico de 2009/10 são, na sua maioria, movimentos superficiais, ou seja, com profundidade máxima da superfície de rotura a não exceder 1,5 m. A maioria corresponde também a deslizamentos rotacionais que ocorreram no Complexo das Camadas da Abadia, que dominam a bacia, ocupando cerca de 58% da área. A análise comparativa entre os resultados do modelo de balanço hídrico e o inventário dos deslizamentos ocorridos no mesmo ano hidrológico revela que estes são sensíveis à oscilação do nível freático. Trata-se portanto de movimentos de massa em vertente explicados pelo incremento do nível freático em zonas onde os terrenos sofreram previamente degradação das suas características de resistência.

Esta degradação ocorre continuamente à medida que as camadas superficiais, expostas à meteorização, experimentam reduções nas suas características de

resistência. Se um pequeno deslizamento ocorre devido a estes processos, as novas camadas expostas serão progressivamente meteorizadas, havendo um reinício de todo o processo, eventualmente levando a um novo deslizamento.

Os resultados das retroanálises aqui feitas levam a concluir que a maioria dos deslizamentos que ocorrem no Complexo da Abadia dá-se em terrenos que sofreram forte degradação das propriedades de resistência, ou seja, com ângulos de atrito e valores de coesão muito baixos, e quando se verificam níveis freáticos mais elevados, associados a eventos de precipitação que ultrapassam determinados limiares. A profundidade mais frequente nos solos para estas alterações nas características geotécnicas atinge frequentemente os 1,5 m, mas acontece também estender-se em profundidade até aos 5 m, sendo estas as classes de movimentos mais frequentes (superficiais e intermédios, respetivamente), pelo menos no ano hidrológico estudado.

O número de deslizamentos profundos registados na bacia do RGP é baixo comparativamente ao universo global de deslizamentos em vertentes consideradas durante a realização do inventário como naturais (excluindo as áreas de taludes antrópicos), 11 em 182 registos, respetivamente.

Esta minoria de deslizamentos profundos que ocorreram no Complexo das Camadas da Abadia aparentam ter uma resposta mais diferida relativamente aos picos de precipitação e aos picos do nível freático.

Por um lado, a sua baixa frequência pode dificultar a comparação entre as distribuições da ocorrência dos deslizamentos profundos e da oscilação do nível freático. É também plausível supor que as superfícies de rotura de grande parte dos deslizamentos profundos atravessam zonas que se encontram saturadas durante todo o ano. Assim, durante períodos em que o nível freático está elevado, a proporção de terreno que passa a estar saturado é proporcionalmente inferior nos deslizamentos profundos relativamente àqueles superficiais ou intermédios, onde esse incremento pode corresponder à totalidade da espessura de solo instabilizada. Nesse caso, significa também que outros fatores podem controlar a ocorrência dos deslizamentos profundos sem necessitar de haver níveis freáticos extremos, como aliás se verificou nas retroanálises a dois exemplos de deslizamentos profundos.

As retroanálises feitas no presente estudo procuraram compreender os processos envolvidos em dois exemplos de deslizamentos profundos, ocorridos no ano hidrológico 2009/10. Em ambos os exemplos, concluiu-se que os deslizamentos em



causa ocorreram devido a recentes modelações artificiais dos terrenos, em zonas onde no passado já tinham ocorrido deslizamentos. Estas modelações representam um aumento da carga sobre os terrenos naturais, e, no caso das Cachoeiras, à adição de materiais com características geotécnicas evolutivas, com importantes implicações na estabilidade das vertentes. O facto de serem locais onde anteriormente já ocorreram deslizamentos parece ser também muito importante porque permite que ocorram instabilizações em área consideráveis, mesmo quando decorrentes de pequenas intervenções, como aconteceu no caso estudado do Espoqueiro. Também no caso do deslizamento das Cachoeiras certamente não se teriam atingido as dimensões “finais” de terreno instabilizado se não estivessem em causa solos deformados com características de resistência residuais.

Os deslizamentos ocorridos na região da Arruda dos Vinhos no ano hidrológico de 2009/10 afetaram essencialmente terrenos agrícolas e pequenas construções como muros e valas. No entanto, também foram registados danos significativos em habitações e infraestruturas, provocados por deslizamentos rotacionais com superfície de rotura a profundidades superiores a 1,5 m (deslizamentos intermédios e profundos). Os deslizamentos de maiores dimensões, com superfícies de rotura com profundidades superiores a 5 m parecem ter alguma relação a intervenções humanas, pelo menos neste ano hidrológico. Nesta região, as intervenções de engenharia que necessitem de modelações de terreno que impliquem aumentos de carga, criação de vertentes artificiais e alterações no escoamento subterrâneo ou superficial devem antever em projeto a progressiva degradação das propriedades geotécnicas das margas (ou a existência em profundidade de solos com propriedade de resistência já degradadas) suscetível de causar deslizamentos profundos ou com dimensões excecionais.

*Propositadamente deixado em branco*

## 8. Referências

Abramson, L.W.; Lee, T.S.; Sharma, S.; Boyce, G.M. (2002). Slope stability and stabilization methods. 2<sup>nd</sup> edition. John Wiley & Sons, Inc. New York. 712 p.

Alonso, E.E.; Alcoverro, J. (2002). Swelling rocks. In: Schanz, T. (ed.) Proceedings of the 4<sup>th</sup> Workshop Schriftenreihe Geotechnik. Bauhaus-Universität Weimar, 11-21.

Alonso, E.E.; Pineda, J.A.; Cardoso, R. (2010). Degradation of marls; two case studies from the Iberian Peninsula. In: D. Calcaterra & M. Parise (eds). Weathering as a Predisposing Factor to Slope Movements, Geological Society, London, Engineering Geology Special Publication, 23, 47-75.

Baptista, V. (2004). Estudo das condições geológico-geotécnicas ocorrentes ao longo do sub-lanço Arruda dos Vinhos / Carregado da auto-estrada A10. Relatório de Estágio, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Lisboa, 81 p.

Benevides, P. (2009). Aplicação da interferometria radar no estudo de deslizamentos de terra na região de Lisboa. Dissertação de Mestrado, Departamento de Engenharia Geográfica, Geofísica e Energia, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa.

Cenorplan (2004). Projeto de Execução da A10 – trechos 1 e 2.

Coelho, A.G. (1979). Análise cartográfica de estabilidade de taludes para o planeamento urbano. Geotecnia, 26, 75-89.

Custodio, E.; Llamas, M.R. (1983). Hidrología subterránea – Tomo I. Segunda edición. Ediciones Omega, SA. Barcelona. 1157 p.

Daveau, S.; Coelho, C.; Gama e Costa, V.; Carvalho, L. (1977). Répartition et rythme des précipitations au Portugal. Memórias do CEG. 3., Lisboa

DHV; Hidroprojecto; LNEC; ICCE; IPIMAR; Biodesign (2012). Plano de Gestão da Região Hidrográfica do Tejo. Relatório Técnico – versão extensa. Parte 2 – Caracterização e Diagnóstico da Região Hidrográfica. 339 p.

Ferreira, A.B. (1984). Mouvements de terrain dans la Region au Nord de Lisbonne. Conditions morphostructurales et climatiques. Mouvements de Terrain. Colloque de Caen, Documents du B.R.G.M. 83, Paris, 485-494.

Ferreira, A.B.; Zêzere, J.L.; Rodrigues, M.L. (1987). Instabilité des versants dans la région au Nord de Lisbonne. Essai de cartographie géomorphologique. Finisterra, XXII (43), 227-246.

Garcia, R.A.C. (2002). Avaliação do Risco de Movimentos de Vertente na Depressão da Abadia (Torres Vedras). Dissertação de mestrado em Geografia Física e Ambiente. Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa. Lisboa.

Garcia, R.A.C. (2012). Metodologias de Avaliação da Perigosidade e Risco associado a movimentos de vertente. Aplicação na bacia do rio Alenquer. Dissertação de doutoramento em Geografia na Especialidade em Geografia Física. Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa. Lisboa.

Garen, D.C.; Moore, D.S. (2005). Curve number hydrology in water quality modeling: uses, abuses, and future directions. J. Amer. Water Resour. Assoc., 41, 377-388.

Guzzetti, F.; Andizzzone, F.; Cardinali, M.; Rossi, M.; Valigi, D. (2009). Landslide volume and landslide mobilization rates in Umbria, central Italy. Earth and Planetary Science Letters, 279, 222-229.

Hjelmfelt, A. T. (1991). Investigation of curve number procedure. J. Hydraulic Eng., 117, 725-737.

IAEG COMMISSION ON LANDSLIDES (1990). Suggested nomenclature for landslides.

Bulletin of the International Association of Engineering Geology, 41, 13-16.

INETI (2005). Carta Geológica da Área Metropolitana de Lisboa na escala 1:25.000. Instituto Nacional de Energia, Tecnologia e Inovação. Lisboa.

IPMA, I.P. (2010). Boletim Climatológico Sazonal – Inverno 2009/2010. Instituto Português do Mar e da Atmosfera. 14 p.

Iverson, R. (2000). Landslide triggering by rain infiltration. Water Resources Research, 36, 1897-1910.

Jeremias, F.T. (2000). Geological controls on the engineering properties of mudrocks of the north Lisbon area. PhD Thesis, University of Sheffield, 464 p.

Lencastre, A.; Franco, F.M. (2006). Lições de Hidrologia. Fundação da FCT da Universidade Nova de Lisboa. 451 p.

Machado, M.J. (1991). Contribuição para o estudo da bacia-vertente do Rio Grande da Pipa. Universidade de Lisboa.

Matos Fernandes, M. (1994). Mecânica dos solos, vol.1, FEUP. Porto.

Matos, L.M. (2008). Estabilidade de taludes em rochas silto-argilosas: técnicas de remediação para roturas superficiais. Mestrado em Geologia do Ambiente, Riscos Geológicos e Ordenamento do Território. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. 180 p.

Montgomery, D.R.; Dietrich, W.E. (1994). A physically-based model for topographic control on shallow landsliding. Water Resources Research, 30, 4, 1153-1171.

Oliveira, S. (2006). Caracterização das rochas brandas margosas in situ e dos respectivos aterros. Contributos para a modelação do comportamento. Dissertação de

Mestrado. Lisboa: Universidade Nova de Lisboa.

Oliveira, S.C. (2012). Instabilidade geomorfológica na bacia do Rio Grande da Pipa (Arruda dos Vinhos). Dissertação de Doutoramento em Geografia na especialidade de Geografia Física a apresentar ao Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Universidade de Lisboa, Lisboa.

Piedade, A.M.M. (2009). Modelação espacial em Sistemas de Informação Geográfica da susceptibilidade a deslizamentos na área de Lousa - Loures. Dissertação de Mestrado em Gestão do Território, área de especialização em Detecção Remota e Sistemas de Informação Geográfica. Faculdade de Ciências Sociais e Humanas da Universidade Nova de Lisboa. Lisboa.

Pimenta, R. (2011). Avaliação da susceptibilidade à ocorrência de movimentos de vertente com métodos de base física. Mestrado em Geologia do Ambiente, Riscos Geológicos e Ordenamento do Território. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa.

Ponce, V. M.; Hawkins, R.H. (1996). Runoff curve number: has it reached maturity? J. Hydrol. Engineer., 1, 11-19.

Rocha, M. (1973). Mecânica das Rochas. Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Lisboa.

Rosa, S.; Nunes, A.C.; Oliveira, S.; Brito, J. (2006). Condições geológico-geotécnicas e obras geotécnicas do sublanço Arruda dos Vinhos/Carregado (A1) da A10. 10º Congresso Nacional de Geotecnia. Vol. 1.

Samper, J.; Llorens, H.; Ares, J.; García, M.A. (1999). Tutorial for the program Visual Balan V.1.0. Interactive code for calculation of hydrologic balances and recharge estimation. ETS Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos, Universidad de La Coruña, ENRESA Technical Publication 05/99, 132p.

Terzaghi, K.; Peck, R.B. (1967). Soil mechanics in engineering practice. 2<sup>nd</sup> Edition,

John Wiley & Sons, New York.

Trigo, R. M.; DaCamara, C. C. (2000). Circulation weather types and their impact on the precipitation regime in Portugal. *International Journal of Climatology*, 20, 1559–1581.

Walter, M.T.; Shaw, S. B. (2005). Discussion: “Curve Number Hydrology in Water Quality Modeling: Uses, Abuses, and Future Directions,” by David C. Garen and Daniel S. Moore. *J. Amer. Water Resour. Assoc.*, 41, 1491-1492.

Záruba, Q.; Mencl, V. (1982). *Landslides and their Control*. Elsevier, Amsterdam.

Zbyszewski, G.; Assunção, C.T. (1965). Notícia Explicativa da folha 30-D Alenquer da Carta Geológica de Portugal na escala 1:50.000. *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, 104 p.

Zêzere, J.L. (1988). As costeiras a Norte de Lisboa. Dinâmica de vertentes e cartografia geomorfológica. Dissertação de mestrado em Geografia Física e Regional, Universidade de Lisboa.

Zêzere, J.L. (1997). Movimentos de Vertente e Perigosidade Geomorfológica na Região a Norte de Lisboa. Dissertação de doutoramento em Geografia Física apresentada à Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa. Lisboa.

Zêzere, J.L. (2002). Landslide susceptibility assessment considering landslide typology. A case study in the area north of Lisbon (Portugal). *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 2, 73 – 82.

Zêzere, J.L.; Ferreira, A.B.; Rodrigues, M. L. (1999a). The role of conditioning and triggering factors in the occurrence of landslides: a case study in the area north of Lisbon (Portugal). *Geomorphology*. 30: 133 – 146

Zêzere, J.L.; Ferreira, A.B.; Rodrigues, M.L. (1999b). Landslides in the north of Lisbon

region (Portugal): conditioning and triggering factors. *Physics and Chemistry of the Earth*. 24(10): 925 – 934.

Zêzere, J.L.; Rodrigues, M.L. (2002). Rainfall Thresholds for Landsliding in Lisbon Area (Portugal) *in* Rybář, J.; Stemberk, J.; Wagner, P. (Eds.) *Landslides. Proceedings of the 1st European Conference on Landslides, Praga*. Swets & Zeitlinger B. V., Lisse: 333 – 338.

Zêzere, J.L.; Trigo, R.M.; Fragoso, M.; Oliveira, S.C.; Garcia, R.A.C. (2008) - Rainfall-triggered landslides in the Lisbon region over 2006 and relationships with North Atlantic oscillation. *Natural Hazards and Earth System Sciences*. 8: 483 – 499.



## **Anexo I**

*Propositadamente deixado em branco*

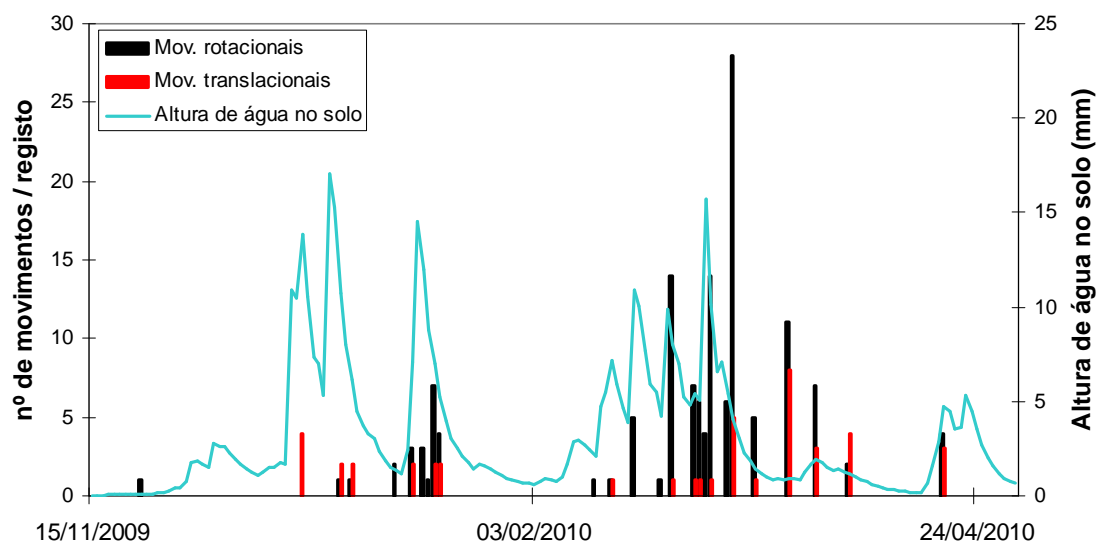


Figura 61 – Oscilação da altura de água no solo e número de deslizamentos diferenciados por tipo de movimento, ao longo do tempo

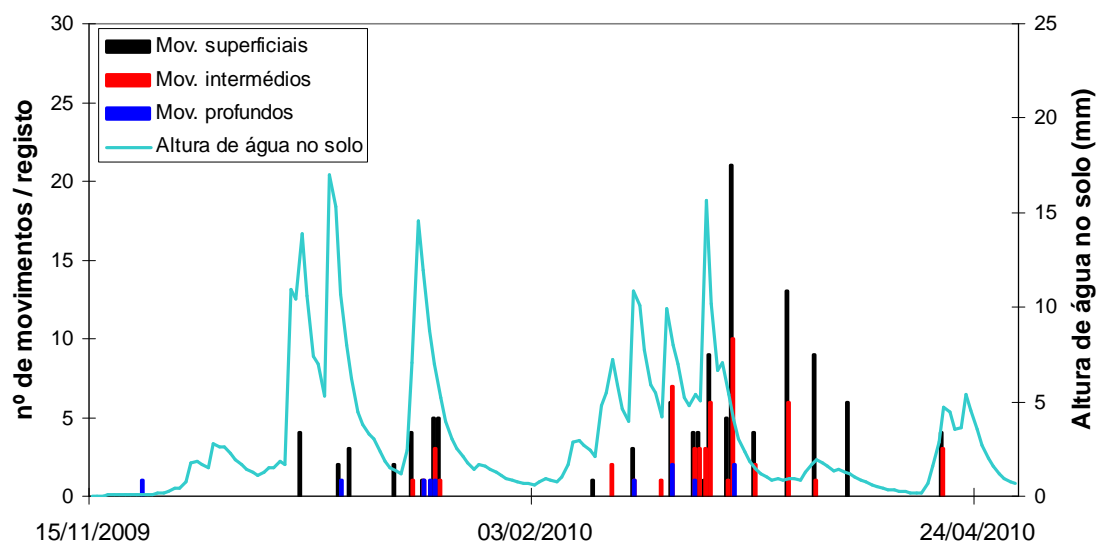


Figura 62 – Oscilação da altura de água no solo e número de deslizamentos diferenciados pela profundidade da superfície de ruptura, ao longo do tempo

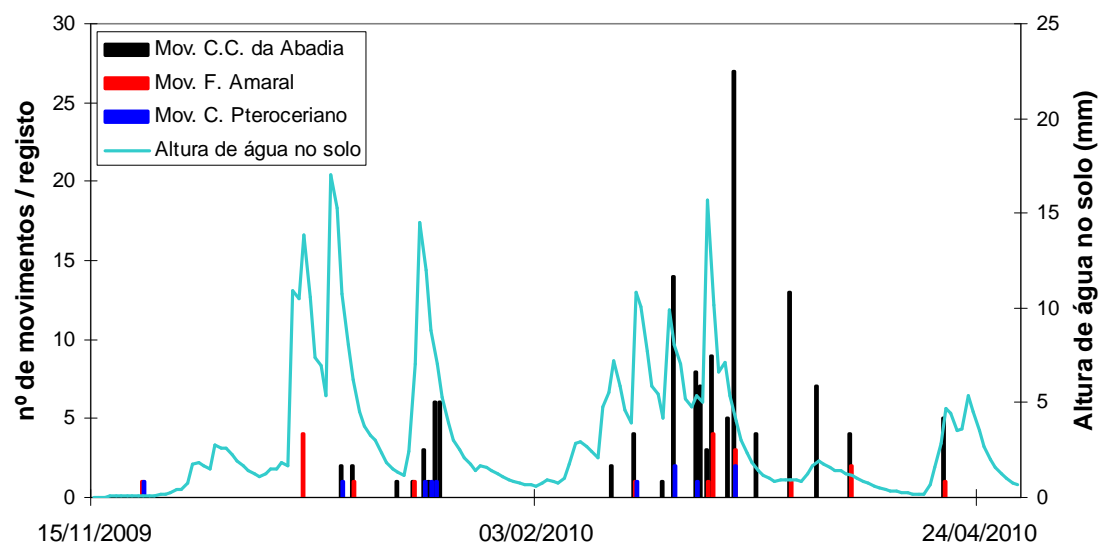


Figura 63 – Oscilação da altura de água no solo e número de deslizamentos diferenciados por litologia onde ocorrem, ao longo do tempo